



Pro gradu -tutkielma
Meteorologia

ENERGIATASAPAINO HELSINGIN KESKUSTASSA

Joonas Moilanen

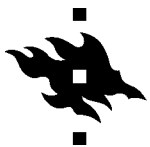
7.11.2012

Ohjaaja: FT Leena Järvi

Tarkastajat: Prof. Timo Vesala ja FT Leena Järvi

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto



Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Laitos/Institution– Department Fysiikan laitos	
Tekijä/Författare – Author Joonas Moilanen			
Työn nimi / Arbetets titel – Title Energiatasapaino Helsingin keskustassa			
Oppiaine /Läroämne – Subject Meteorologia			
Työn laji/Arbetets art – Level Pro gradu -tutkielma		Aika/Datum – Month and year 7.11.2012	Sivumäärä/ Sidoantal – Number of pages 58
Tiivistelmä/Referat – Abstract <p>Kasvavan kaupungistumisen johdosta kaupunki-ilmaston tutkiminen on kasvanut selvästi viimeisten vuosikymmenien aikana. Yleisimmin tunnettu kaupungistumisen aiheuttama ilmiö on lämpösaareikeilmiö, jossa yöaikaan kaupungin ilmanlämpötila pysyttelee selvästi ympäröiviä maaseutuja korkeammalla. Tämä ja monet muut kaupungissa koetut ilmiöt ovat ihmisen aiheuttamia ja siksi on tärkeää selvittää, miten kasvava kaupungistuminen tulee jatkossa vaikuttamaan meidän jokapäiväiseen elämään, terveyteen ja ympäristöömme.</p> <p>Helsingin Kumpulassa sijaitseva SMEAR III (<i>Station for Measuring Ecosystem-Atmosphere Relationships</i>) kaupunkimittausasema sai syyskuussa 2010 uuden mittauspisteen Helsingin keskusta- Hotelli Tornin huipulle, missä mitataan mm. turbulenttista latentin ja havaittavan lämmön vuota. Tässä tutkielmassa tarkastellaan kaupunkialueen energiatasapainoa Helsingin keskustassa Tornissa tehtävien mittauksien avulla, sekä perehdytään energiatasapainon mallintamiseen yhdellä maailman pohjoisimmista kaupunkimittausasemista. Tutkielmassa käytetään mittauksia, jotka kattavat kokonaisen vuoden marraskuusta 2010 lokakuuhun 2011. Mitattuja lämmön turbulenttisia voita verrataan Surface Urban Energy and Water Balance Scheme -mallilla (SUEWS) mallinnettuihin voihin. Tarkoitus on selvittää sitä, kuinka hyvin malli toimii Helsingin keskustan hyvin tiheään rakennetulla kaupunkialueella. SUEWS:n lisäksi työssä käytetään Kormannin ja Meixnerin lähdealuemallia, jolla saadaan lasketuksi arvio mitattujen voien lähdealueista.</p> <p>Saatujen tuloksien mukaan Helsingin keskustassa havaittavan lämmön vuo on monta kertaa latentin lämmön vuota suurempaa. Mallinnettaessa energiatasapainon komponentteja SUEWS-mallilla havaittavan lämmön vuon arvot olivat melko lähellä mitattuja arvoja, mutta latentin lämmön vuon tapauksessa mallinnetut arvot olivat liian pieniä. Ongelmia aiheutti saatavilla olevan energian ja kosteuden liian vähäinen määrä, jotka johtuivat mm. mallinnuksessa käytetystä liian suuresta albedosta ja maankäytön aineiston karkeasta resoluutiosta. Antropogeenisen lämmön vuon määrä Helsingissä oli mallinnuksen mukaan noin 20-50 W m⁻²:llä, joka vastaa lauhkean vyöhykkeen kaupunkien keskiarvoja. Varastotermin käyttäytyminen oli oikeanlaista, jossa päivällä energiaa sitoutuu rakenteisiin ja yöllä sitä vapautuu ilmaan turbulenttisina voina. Yhteenlasketut energian lähdeterminit eivät kuitenkaan olleet tarpeeksi isoja, joka kävi hyvin selväksi energiatasapainosuhteen avulla tehdystä vertailusta, jossa suhteeksi saatiin 1,26.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords energiatasapaino, turbulenttiset vuot, lähdealueet, kaupunki-ilmasto			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

SISÄLLYSLUETTELO

1. JOHDANTO	1
2. TEORIA	3
2.1 RAJAKERROS	3
2.1.1 Rajakerroksen osat	4
2.2 TURBULENSSI	6
2.3 TURBULENTTISET VUOT	7
2.4 STABIILISUUS	8
2.5 URBAANI RAJAKERROS	10
2.5.1 Tuulet urbaanissa rajakerroksessa	10
2.5.2 Kaupunkialueet lämpösaarekkeina	13
2.6 URBAANI ENERGIATASAPAINO	16
2.7 LÄHDEALUEET	19
3. MITTAUKSET JA MENETELMÄT	21
3.1 MITTAUSASEMA JA MITTALAITTEET	21
3.1.1 Mittausasema	21
3.1.2 Maankäyttö Hotelli Tornin ympärillä	24
3.1.3 Mittalaitteet ja mittaukset	25
3.2 LÄHDEALUEMALLI	27
3.3 ENERGIATASAPAINON MALLINNUS	30
3.3.1 Surface urban energy and water balance scheme (SUEWS)	30
3.3.2 Energiatasapainomallin asetukset Hotelli Tornille	32
4. TULOKSET	34
4.1 TARKASTELUJAKSON AIKANA VALLINNEET OLOSUHTEET	34
4.2 PARHAIMMAN MALLINNUSTAVAN VALINTA VERTAILUUN	38
4.2 HAVAITTAVAN LÄMMÖN VUO	42
4.3 LATENTIN LÄMMÖN VUO	45
4.3.1 Latentin lämmön vuon mallintamisen ongelmat	47
4.4 ENERGIATASAPAINO	48
5. YHTEENVETO	53
KIRJALLISUUSLUETTELO	55
LIITTEET	

1. JOHDANTO

Yhdistyneiden kansakuntien (United Nations, 2011) tekemän selvityksen mukaan vuonna 2010 jo puolet maailman ihmisistä asui kaupunkialueilla. Lisäksi kaupungeissa ja sitä ympäröivillä alueilla asuvien ihmisten määrä on koko ajan kasvussa, erityisesti kehittyvissä maissa. Kasvavan kaupungistumisen johdosta myös kaupunki-ilmaston tutkiminen on kasvanut selvästi viimeisten vuosikymmenien aikana (Arnfield, 2003). Kaupunki-ilmastoon liittyy monia haastavia tutkimusaiheita, kuten ilman epäpuhtauksien leviäminen, turbulenssin ominaisuudet heterogeenisen alustan yllä ja lämmön ja kosteuden vaihtoprosessit. Kaupungit ovat niin heterogeenisia, että tutkittavien ja mallinnettavien asioiden kokoluokissa pitää lähteä liikkeelle ihan yksittäisten pintojen muutaman metrin mittakaavasta ja edetä katujen kymmenien metrien skaalasta aina kokonaisten lähiöiden satojen ja jopa tuhansien metrien skaalaan asti.

Näiden kaupunki-ilmastoon liittyvien prosessien ymmärtäminen on tärkeää, jotta voidaan kuvata ns. ihmisten kokemassa mittakaavassa tapahtuvia ilmiöitä. Jokaisen kaupunkilaisen kokemat erot esimerkiksi yöllisessä ilman lämpötilassa maaseutuun verrattuna, eli lämpösaarekeilmiö (Oke, 1982), on vain yksi esimerkki siitä, kuinka erilainen kaupunki-ilmasto voi olla. Tämä ja monet muut kaupungissa koetut ilmiöt ovat ihmisen aiheuttamia ja siksi on tärkeää selvittää miten kasvava kaupungistuminen tulee jatkossa vaikuttamaan meidän jokapäiväiseen elämään, terveyteen ja ympäristöömme. Aiheesta on tehty monia tutkimuksia ja esimerkiksi yhden hyvän yhteenvedon on koonnut Arnfield (2003).

Helsingin Kumpulassa sijaitseva SMEAR III (*Station for Measuring Ecosystem-Atmosphere Relationships*) kaupunkimittausasema (Järvi et al., 2009) sai syyskuussa 2010 uuden mittauspisteen Helsingin keskustaan Hotelli Tornin huipulle, 60 metrin korkeudelle maanpinnasta. Hotelli Tornin huipulla mitataan mm. turbulenttista latentin ja havaittavan lämmön vuota. SMEAR III on yksi maailman pohjoisimmista kaupunkimittausasemista, jossa myös selvästi erottuvat vuodenajat luovat hyvät mahdollisuudet tutkia kaupunkiympäristöä eri olosuhteissa. Lisäksi

sijainti suhteellisen lähellä Atlantin valtameren luo länsituulten aikaan asemalle enemmän merellisemmät olosuhteet ja itäisten tuulien aikaan mantereiset olosuhteet.

Työssä on tarkoitus tutkia kaupunkialueen energiatasapainoa Helsingin keskustassa mittauksien ja mallinnuksen avulla. Työssä käytetään hyväksi hotelli Tornissa tehtyjä mittauksia, jotka kattavat kokonaisen vuoden marraskuusta 2010 lokakuuhun 2011. Mitattuja lämmön turbulenttisia voita verrataan mallinnettuihin voihin. Mallinnus tehdään Surface Urban Energy and Water Balance Scheme -mallilla (SUEWS), koska se vaatii toimiakseen vain yleisimmin mitatut meteorologiset suureet ja tiedon pinnan ominaisuuksista (Järvi et al., 2011). Pelkän energiatasapainon tarkastelun lisäksi tavoitteena on vertailla mitattuja turbulenttisia voita mallinnettuihin ja selvittää sitä, kuinka hyvin malli toimii Helsingin keskustan hyvin tiheään rakennetulla kaupunkialueella. SUEWS:n lisäksi työssä käytetään Kormannin ja Meixnerin (2001) lähdealuemallia, jolla saadaan lasketuksi arvio mitattujen voien lähdealueista. Yksi täysi vuosi mittauksia yhdeltä pohjoisimmalta kaupunkivuomittausalueelta antaa hyvät lähtökodit ja mahdollisuudet tutkia urbaania energiatasapainoa ja mallinnuksen toimivuutta. Lisäksi pystymme tutkimaan mallin toimintaa eri vuodenaikoina, erilaisissa meteorologisissa tilanteissa.

Luvussa kaksi käydään läpi urbaaniin rajakerrokseen ja sen energiatasapainoon liittyviä suureita ja teoriaa. Kolmannessa luvussa kerrotaan yksityiskohtaisesti työssä käytetyistä menetelmistä, mittauksista, malleista ja erilaisista mittausdatan käsittelytavoista. Lisäksi kaupungin keskellä sijaitsevasta mittauspaikasta ja sen ympäristöstä annetaan tarkka kuvaus. Luvussa neljä esitellään saatuja tuloksia kaupungin energiatasapainoon liittyen, sekä kerrotaan millaisia mallinnustuloksia erilaisilla menetelmillä saadaan aikaan. Viidennessä ja viimeisessä luvussa käydään läpi työn päätulokset ja kootaan johtopäätökset.

2. TEORIA

Tässä luvussa käydään läpi rajakerroksen ilmiöihin liittyvää teoriaa. Ensin esitellään itse rajakerroksen käsite, sitten rajakerroksessa esiintyvä turbulenssi ja turbulenttiset vuot. Tämän jälkeen käydään läpi stabiilisuuden käsite, jonka jälkeen perehdytään tarkemmin urbaanin rajakerroksen ominaisuuksiin ja energiatasapainoon liittyvään teoriaan. Lopuksi käsitellään vielä vuomittausten lähdealueita.

2.1 Rajakerros

Määritelmänsä mukaan rajakerros on se osa troposfääriä, jossa virtauskenttä muuttuu voimakkaasti maan pinnan vaikutuksesta. Toisin sanoen se osa ilmakehästä, jossa havaitaan maanpinnan aikaansaamaa turbulenssia, on rajakerros. Rajakerroksen yläpuolella olevaa ilmakehää kutsutaan puolestaan vapaaksi ilmakehäksi. Maanpinta aiheuttaa rajakerrokseen monia pakotteita, joita ovat mm. kitka, haihdunta, lämmön siirtyminen, erilaiset aerosolien ja kaasujen päästöt ja maanpinnan erilaisten muotojen aiheuttamat muutokset virtauskenttiin. Perimmiltään tämä vuorovaikutus maan ja ilmakehän välillä perustuu molekyyläriseen viskositeettiin. Kerros, jossa molekyylärisen diffuusio on merkittävää, on vain noin muutaman millimetrin luokkaa. Siitä huolimatta tämä viskoosi alialue/-kerros (viscous sublayer) saa aikaan täydellisen virtauksen loppumisen kappaleen/maan pinnalla, eli se toteuttaa nk. liukumattoman reunaehdon (no-slip ehto). Tämä hyvin ohut kerros saa pintojen lähelle aikaan todella suuren nopeusgradientin, joka lopulta mahdollistaa turbulenttisten pyörteiden synnyn. Viskoosin alialueen yläpuolella molekyylärisen diffuusio ei enää ole mitenkään merkitsevässä roolissa rajakerroksen ilmiöitä tutkittaessa, vaan siellä muut rajakerrosyhtälöiden termit ovat monta kertaluokkaa suurempia. (Stull, 1988; Holton, 2004)

Rajakerros on siis suoraan yhteydessä maanpintaan ja tämän vuorovaikutuksen takia siinä esiintyy turbulenttisia pyörteitä. Nämä hyvin erikokoiset tuuliväänteen ja konvektion aiheuttamat pyörteet ovat paljon tehokkaampia siirtämään liikemäärää kohti pintaa ja lämpöenergiaa pinnasta poispäin kuin mihin molekyyläriset prosessit pystyvät (Stull, 1988). Rajakerroksen paksuus vaihtelee suuresti näiden edellä mainittujen tekijöiden ja pakotteiden muuttuessa. Hyvin stabiilissa tilanteessa

rajakerroksen paksuus voi olla vain muutamia kymmeniä metrejä, kun taas hyvin epästabiilissa ja konvektiivisessa tilanteessa rajakerros voi kasvaa muutamaan kilometriin asti. Keskimääräisessä keskileveysasteiden tilanteessa rajakerros yltää noin kilometrin korkeuteen ja näin ollen sisältää noin kymmenen prosenttia ilmakehän massasta. (Holton, 2004)

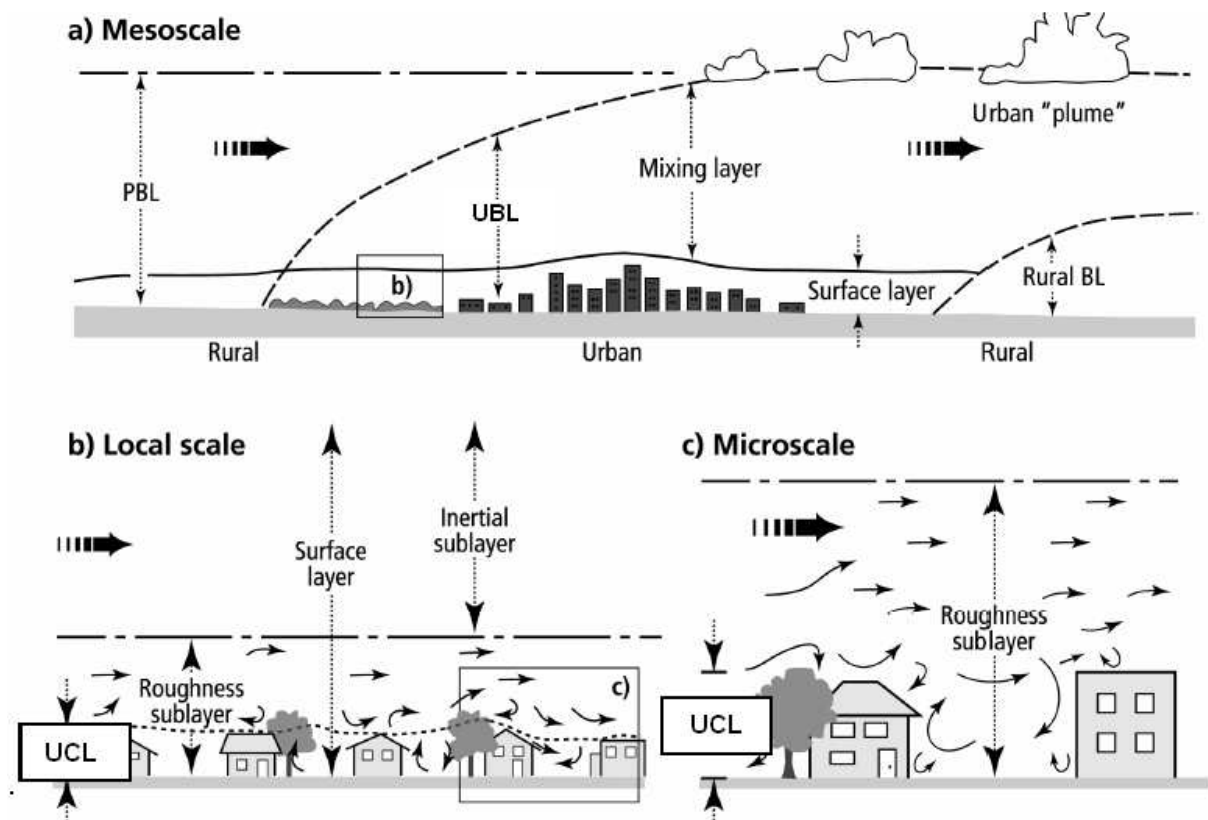
2.1.1 Rajakerroksen osat

Rajakerros jaetaan hyvin usein myös alikerrokseen riippuen virtauksien keskimääräisistä ja turbulenttisista piirteistä (Garratt, 1992). Rajakerros voidaan jakaa kahteen pääosaan, joista ylempänä on Ekman-kerros ja alempana on useampaan sisäluokkaan jakautuva pintakerros (Kuva 2.1).

Ekman-kerros (kuvassa 2.1 mixing layer) käsittää noin 90 % rajakerroksesta ja sen korkeus vaihtelee hyvin paljon pinnan tuottaman turbulenssin määrästä riippuen. Aurinkoisena päivänä konvektio voi nostaa Ekman-kerroksen 1-2 kilometrin korkeuteen saakka. Tyynenä yönä kerros voi kuitenkin supistua hyvin matalaksi tai jopa kadota kokonaan. Ekman-kerroksessa, etenkin päiväsaikaan, sekoittuminen on hyvin tehokasta vapaan konvektion ansiosta. Turbulentitiset pyörteet voivat olla niin suuria, että kerrokseen voi syntyä järjestäytyneitä sirkulaatiosoluja, jotka ylettyvät koko kerroksen läpi. Nämä pyörteet sekoittavat mm. pölyä ja aerosoleja koko kerrokseen ja saavat aikaan tasaisen udun, josta myös nimitys sekoituskerros on saanut alkunsa (Oke, 1987). Tehokkaan sekoittumisen seurauksena potentiaalilämpötilaprofiilit ovat melkein vakioita koko kerroksen läpi. Turbulentitiset vuot pienenevät yleensä melko lineaariset mentäessä ylöspäin ja lopulta häviävät päästäessä vapaan ilmakehän rajalle (Oke, 1987). Itse nimitys Ekman-kerros tulee taas kerrokselle ominaisesta tuulten käyttäytymisestä, joka noudattelee Ekman-spiraalia (Holton, 2004). Tuulen nopeus siis kasvaa kerroksessa ylöspäin mentäessä ja samalla tuuli kääntyy myötäpäivään saavuttaen melkein geostrofisen tuulen nopeuden ja suunnan kerroksen ylärajalla.

Ekman-kerroksen alapuolella on pintakerros, joka yleisesti jaetaan ainakin kahteen eri osaan, joista alempaa nimitetään rosoisuusalikerrokseksi ja ylempää inertiaalialikerrokseksi. Yleisesti maanpinnalla on erilaisia yksittäisiä

rosoisuuselementtejä, kuten puita ja rakennuksia, jotka suoraan vaikuttavat ilmavirtauksiin. Virtauksesta tulee horisontaalisesti hyvin heterogeenista ja turbulenssi riippuu paljon näiden rosoisuuselementtien korkeudesta, leveydestä ja keskinäisestä välimatkasta (Roth, 2000). Tästä johtuen rosoisuusalikaneroksessa lämmön ja liikemäärän vaihtoprosessien kuvaaminen on vaikeaa ja kerrokselle ei voida antaa yksiselitteistä korkeutta, vaan se on hyvin tapauskohtainen. Arviot rosoisuusalikaneroksen korkeudella vaihtelevat noin $2-5 \cdot z_H$:n välillä, missä z_H on keskimääräinen rosoisuuselementtien korkeus mittauspäikan ympärillä (Roth, 2000).



Kuva 2.1: Urbaanin rajakerroksen rakenne. **a)** Planetaarinen rajakerros (PBL, planetary boundary layer) ja urbaani rajakerros (UBL, urban boundary layer) jakautuvat molemmat Ekman-kerrokseen (Mixing layer) ja pintakerrokseen (Surface layer). Lisäksi kuvasta näkyy sisäisten rajakerrosten synty erilaisten alustojen yllä (katkoviivat). **b)** Pintakerros jakautuu inertiaaliseen alikerrokseen (Inertial sublayer) ja rosoisuusalikanerokseen (Roughness sublayer). **c)** Rosoisuusalikaneros pitää sisällään vielä kaupunkialueille tyypillisen urbaanin latvustokerroksen (UCL, urban canopy layer). (Mukailtu Oke, 1997)

Pintakerroksessa olevassa inertiaalialikerroksessa vuot vaihtelevat maksimissaan noin 10 prosenttia ja kerrosta nimitetään useasti myös vakiovuokerrokseksi. Lisäksi inertiaalialikerroksen tuuli noudattelee neutraalissa tilanteessa logaritmista tuulilakia

ja se on myös se alue rajakerroksesta, jossa Monin-Obukhov samanlaisuusteoria on voimassa (esim. Rotach, 1993; Roth, 2000).

2.2 Turbulenssi

Nesteiden tai kaasujen virtaus voi olla joko laminaarista tai turbulentsista. Laminaarisessa virtauksessa virtauselementtien virtaviivat ovat samansuuntaisia ja melko tasaisia. Turbulentsisessa virtauksessa virtaus on hyvin kaoottista ja ajan ja paikan mukaan vaihtelevaa. Sitä, onko virtaus laminaarista vai turbulentsista voidaan kuvata Reynoldsin luvulla, jonka määritelmä on seuraava

$$Re = \frac{VL}{\nu} = \frac{\rho VL}{\mu} \quad (1)$$

(Stull, 1988). Se on dimensioton suure, joka kuvaa inertiavoimien suhdetta viskoosivoimaan. Kaavassa esiintyvät V ja L ovat virtauksen nopeus ja pituuskaala, ν on kinemaattinen viskositeetti, joka voidaan esittää myös muodossa dynaaminen viskositeetti jaettuna tiheydellä (μ/ρ). Mitä suurempi Reynoldsin luku on, sitä turbulentsempaa virtaus myös on. Yleensä virtaukset ilmakehässä ovat turbulentsia ihan pintojen lähimpiä millimetrejä lukuun ottamatta (luku 2.1, no-slip ehto).

Kuten jo luvussa 2.1 kerrottiin, syntyy turbulenssia mm. konvektion ja tuuliväänteen kautta. Ilmakehässä havaitaan samaan aikaan paljon erikokoisia turbulentsia pyörteitä, jotka saavat energiansa mm. ilmakehän perusvirtaukselta. Isommat pyörteet luovuttavat energiansa aina vain pienemmille pyörteille, kunnes lopulta liike-energia muuttuu lämmöksi molekyylärisen viskositeetin vaikutuksesta. Turbulenssin energiaa ja intensiteettiä kuvaamaan on luotu TKE-yhtälö (turbulent kinetic energy). Se on suoraan verrannollinen liikemäärän, kosteuden ja lämmön kuljetukseen rajakerroksen läpi (Stull, 1988). TKE-yhtälö yksinkertaisessa muodossaan

$$\frac{\overline{D(TKE)}}{Dt} = MP + BPL + TR - \varepsilon \quad (2)$$

(Holton, 2004). Yhtälössä kuvataan turbulenttisen kineettisen energian muutosta. MP kuvaa mekaanista turbulenssin tuottoa, BPL kertoo nostevoimien vaikutuksen turbulenssiin, TR kuvaa kuljetuksen ja paine-erovoimien vaikutusta ja ε kuvaa energian dissipaatiota lämmöksi. Jotta ilmakehä pysyisi turbulenttisena, tarvitsee TKE:tä syntyä jostain koko ajan lisää. Ensisijaisesti turbulenssin tuotto riippuu rajakerroksen tuuli- ja lämpötilaprofiileista. Kun rajakerros on epästabiilisti kerrostunut, syntyy termistä turbulenssia konvektion kautta. Kun rajakerros on stabiilisti kerrostunut, ei termistä turbulenssia synny. Tällöin rosoisuuden aiheuttamat tuuliväänteet pintojen lähellä vastaavat mekaanisen turbulenssin tuotosta (Holton, 2004). Turbulenssia voi siis syntyä kahdella tavalla, joko mekaanisella tuotolla tai termisellä tuotolla.

Turbulenssi on kaaottisen luonteensa takia hankala tutkimuskohde, koska sitä ei voida kuvata deterministisesti. Se on kuitenkin olennainen osa rajakerroksen fysiikkaa ja ilman sen jonkinasteista kuvaamista emme pysty rajakerroksen ilmiöitä tutkimaan. Turbulenssin kuvaamisessa voidaan kuitenkin käyttää keskiarvoistamista jonkin ajan yli. Tällöin tietyn suureen hetkellinen arvo voidaan kuvata sen keskiarvon ja hetkellisen poikkeaman summana. Tämä menetelmä tunnetaan yleisesti nimellä Reynoldsin (1894) keskiarvoistaminen.

2.3 Turbulenttiset vuot

Rajakerroksen turbulenttiset latentin lämmön (Q_{LE} , W m⁻²), havaittavan (Q_H , W m⁻²) lämmön ja liikemäärän (τ , kg m⁻¹ s⁻²) vuot voidaan kuvata eri muuttujien kovarianssitermien avulla

$$Q_{LE} = L_v \rho \overline{w'q'} \quad (3)$$

$$Q_H = \rho c_p \overline{w'\theta_v'} \quad (4)$$

$$\tau = -\rho \overline{w'u'}, \quad (5)$$

jossa c_p on ilman ominaislämpökapasiteetti, L_v on veden höyrystymislämpö, ρ on ilman tiheys ja w' , u' , q' , θ_v' ovat pystytuulen, keskimääräisen vaakasuuntaisen tuulen, ominaiskosteuden ja virtuaalisen potentiaalilämpötilan hetkittäiset poikkeamat

keskiarvoistaan ja yläviiva kuvaa termien yli otettua keskiarvoa (esim. Garratt, 1992). Näin ollen latentin ja havaittavan lämmön vuot ovat positiivisia suuntautuessaan ylöspäin ja liikemäärän vuo suuntautuessaan alaspäin. Yleensä havaittavan lämmön vuo on kaupunkialueilla huomattavasti latentin lämmön vuota suurempi (esim. Grimmond et al., 2002). Latentin lämmön vuon lähteet (esim. evaporaatio kosteilta pinnoilta ja transpiraatio puista) ovat yleensä hyvin heterogeenisesti ja harvasti jakautuneet kaupunkiympäristöön, joka vaikeuttaa edustavien mittaustulosten saantia. Hyvin yleinen tapa mitata näitä suureita ja niiden kovarianssitermeissä esiintyviä häiriöosia on pyörrekovarianssimenetelmä (eddy covariance method, EC).

Kitkanopeus (u_*) on myös useasti mikrometeorologiassa käytetty suure kuvaamaan liikemäärän vuota turbulenttisessa rajakerroksessa

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad (6)$$

(esim. Garratt, 1992). Tässä muodossa x-akseli on valittu keskituulen suuntaan ja tällöin kaavan jälkimmäisestä muodosta voidaan jättää poikittainen tuuli (v) huomiotta.

2.4 Stabiilisuus

Stabiilisuus on yksi keskeisimmistä käsitteistä tutkittaessa niin pienimpiä mikrometeorologisia ilmiöitä, kuin suurempia ilmiöitä jopa synoptiseen mittakaavan asti. Aikaisemmissa kappaleissa mainittiin jo se, kuinka stabiilisuus vaikuttaa esimerkiksi turbulenssin määrään ja rajakerroksen korkeuteen. Pitkään jatkuneen rajakerrostutkimuksen aikana stabiilisuuden kuvaamiseen on kehitetty monia dimensiottomia suureita, jotka kuvaavat eri labiloivien ja stabiloivien termien suhdetta. Näitä suureita ovat mm. Richardsonin luku, Rossbyn luku, Frouden luku, Rayleighin luku ja jo aikaisemmin mainittu Reynoldsin luku (Stull, 1988).

Vuo Richardsonin luku on hyvin yleisesti käytetty stabiilisuuden mitta, joka kuvaa TKE-yhtälön (4) mekaanisten ja termisten tuottotermien suhdetta. Valitsemalla vielä x-akselin suunta keskimääräisen tuulen suuntaan, tulee yhtälö muotoon

$$Ri_f = \frac{-BPL}{MP} = \frac{\frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta_v'}}{\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}, \quad (7)$$

jossa g on putoamiskiihtyvyyys (Stull, 1988; Holton, 2004). Epästabiilissa tilanteessa vuo Richardson luku on negatiivinen, neutraalissa nolla ja stabiilissa positiivinen. Kuitenkin, jos $Ri_f < 0,25$ voi turbulenssia esiintyä, koska staattinen stabiilius on monesti liian pientä rajoittaakseen mekaanisen turbulenssin esiintymistä etenkin pintojen lähellä, jossa tuuliväanne on aina merkittävää. Tällainen tilanne voidaan havaita esimerkiksi öisessä/talvisessa inversiotilanteessa, jossa mekaanista turbulenssia esiintyy vain matalassa pintakerroksessa ja ylempänä stabiili kerrostuneisuus rajoittaa rajakerroksen korkeuden vain muutamiin kymmeniin metreihin.

Eräs yleisesti käytetty dimensiollinen stabiilisuuden mitta on Monin-Obukhov samanlaisuusteoriaan pohjautuva Obukhov-pituus (Obukhov, 1946). Kuten jo aiemmin mainittiin, niin pintakerroksessa vuot vaihtelevat niin vähän, että niiden voidaan olettaa olevan vakioita. Tämän johdosta Obukhov-pituus (L) pysyy vakiona pintakerroksessa korkeudesta riippumatta.

$$L = \frac{-u_*^3 \overline{\theta_v}}{kg \overline{\theta_v'w'}}, \quad (8)$$

jossa k on von Karmanin vakio (0,4). Obukhov-pituus saa negatiivisia arvoja epästabiileissa tilanteissa, positiivisia stabiileissa ja neutraalissa tilanteessa se lähenee ääretöntä joko positiiviselta tai negatiiviselta puolelta. Obukhov-pituuden voidaan myös tulkita vastaavan sitä korkeutta, jolloin terminen turbulenssin tuotto alkaa dominoida mekaanista turbulenssin tuottoa (Stull, 1988).

Obukhov-pituudesta on johdettu vielä yksi stabiilisuusparametri, jota käytetään hyvin usein sen tilalla kuvaamassa ilmakehän stabiilisuutta. Monin-Obukhov-stabiilisuusparametri (ζ) on mittauskorkeuden ja Obukhov-pituuden suhdeluku ja esim. Stull (1988) nimittää sitä myös pintakerroksen skaalausparametriksi.

$$\zeta = \frac{z-z_d}{L} = \frac{-(z-z_d)kg\overline{\theta_v'w'}}{u_*^3\overline{\theta_v}}, \quad (9)$$

missä z_d kuvaa siirroskorkeutta (ks. 2.5.1). ζ on negatiivinen epästabiileissa tilanteissa, positiivinen stabiileissa ja hyvin lähellä nollaa neutraaleissa tilanteissa.

2.5 Urbaani rajakerros

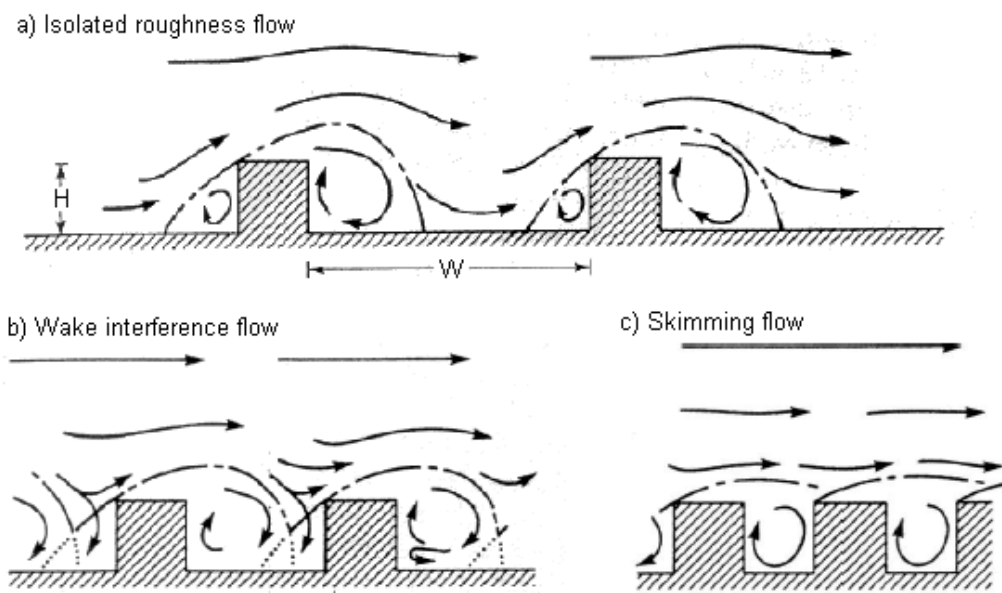
Kaupunkialueiden rajakerros eroaa hieman edellä esitetystä yleisestä rajakerrosluokittelusta. Kaupungeissa rakennetut pinnat muuttavat huomattavasti rajakerroksen säteily-, lämpö- ja kosteusoloja, sekä aerodynaamisia ominaisuuksia (Oke, 1987). Rakennukset vaikuttavat suuresti mm. rosoisuusaliakerroksen virtauksiin lisäämällä mekaanista turbulenssin tuottoa. Tämän takia urbaanissa rajakerroksessa luokitellaan vielä erikseen rosoisuusaliakerroksesta erottuva kerros, joka on nimeltään urbaani latvustokerros (urban canopy layer, UCL, Kuva 2.1c). Urbaanin latvustokerroksen korkeus jää hieman kaupungin kattotasojen alapuolelle. Näissä talojen välisissä katukuiluissa vain lähimmät pinnat ja ympäristö vaikuttavat siihen, millainen mikro-skaalan ilmasto sinne syntyy (Oke, 1987).

Suurin osa kaupunkialueiden vuonmittauksista tapahtuu rosoisuusaliakerroksen alueella, osa jopa tämän hyvin heterogeenisen urbaanin latvustokerroksen sisällä. Mitattaessa turbulenttisia voita on kuitenkin muistettava, että edustavia alueellisia keskiarvoja saadakseen, pitää mittausten tapahtua inertiaalisen alikerroksen alueella. Tämä on kaupunkiympäristössä hieman hankalaa, koska rosoisuusaliakerros on siellä usein hyvin korkea, etenkin luonnontilaiseen alustaan nähden verrattaessa, ja inertiaalinen alialue voi olla melko kapea kaistale pintakerroksen yläosassa (Offerle et al., 2005).

2.5.1 Tuulet urbaanissa rajakerroksessa

Kaupunkialueilla rakennukset muokkaavat tuulia ja rakennusten taakse muodostuu vanapyörteitä, jotka aiheuttavat lämmön ja kosteuden sekoittumista. Kaupunkialueilla voidaankin havaita erilaisia virtausjärjestelmiä sen mukaan, mikä rakennusten korkeus/välimatka suhde on. Oken (1987) luokittelussa virtausjärjestelmät on jaettu

kolmeen osaan juuri tämän H/W (height/width) suhteen mukaan. Tässä luokittelussa korkeus (H) tarkoittaa keskimääräistä rakennusten korkeutta ja välimatka (W) keskimääräistä rakennusten välistä etäisyyttä toisistaan. Kun rakennukset ovat melko kaukana toisistaan ($H/W \leq 0,35$) virtauskuviot ovat melkein samanlaisia kuin jos rakennukset olisivat yksinään virtauksessa. Eli tällöin rakennusten taakse syntyy hyvin usein vanapyörre ja talon etusivulle voi myös syntyä pieni pyörre (Isolated roughness flow, kuva 2.2a). Kun rakennukset ovat hieman lähempänä toisiaan ($H/W \approx 0,7$) ylävirran puolella olevan rakennuksen vana alkaa muokata seuraavaan rakennuksen virtausta. Tällöin ei enää seuraavien rakennusten eteen synny omaa pienempää pyörrettä (Wake interference flow, kuva 2.2b). Kun rakennukset ovat vielä tätäkin lähempänä toisiaan, alkaa virtaus kulkea niiden yli käymättä välillä katukuiluissa, eli virtaus ns. kimpoaa (Skimming flow, kuva 2.2c). Rakennusten väliin jää pyörimään ns. Lee-pyörteet, jotka yleensä syntyvät juuri terävien kulmien/rakennusten taakse. Tässä tapauksessa muu virtauskuviio vielä voimistaa tätä Lee-pyörrettä (Oke, 1987).



Kuva 2.2: Virtausjärjestelmät erilaisissa kaupunkigeometrian tilanteissa. **a)** Virtaukset eivät sotke toisiaan (Isolated roughness flow) **b)** Virtauksen vanapyörteet vaikuttavat vähän seuraavan rakennuksen edessä olevaan virtauskuviioon (Wake interference flow) **c)** Virtaus "kimpoaa" katukuilujen yli, kun rakennukset ovat lähellä toisiaan (Skimming flow). (Oke, 1987)

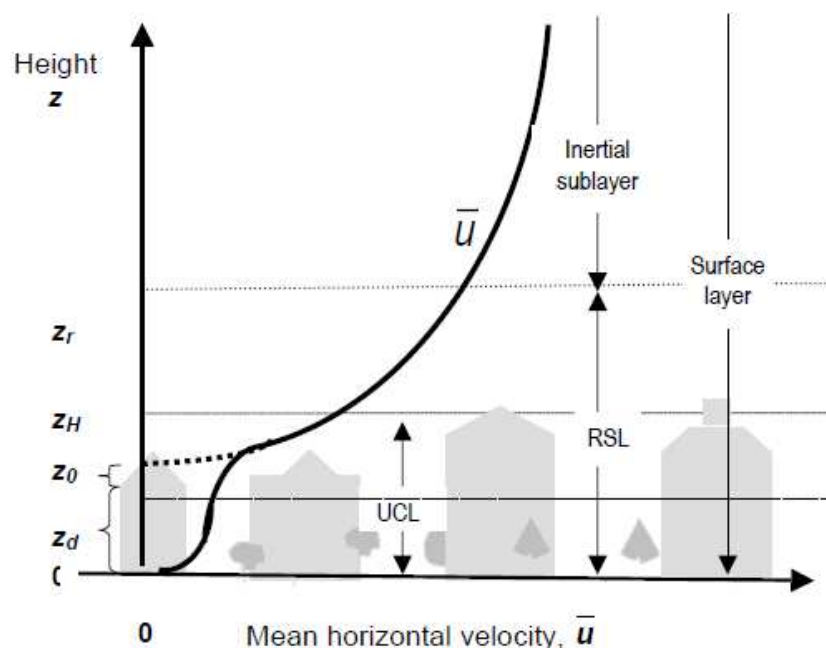
Tämän korkeus/välimatka suhteen mukaan kaupunkialueet sijoittuvat todella usein tähän viimeiseen kategoriaan, jossa virtaus kimpoaa kattotasojen yläpuolella ja tapahtuu ns. ylivirtaus. Erilaiset fysikaaliset prosessit, jotka esiintyvät näissä kolmessa eri virtausjärjestelmässä vaikuttanevat huomattavasti turbulenttiseen liikemäärän ja lämmön siirtoon, joten mittauksen tuloksia analysoitaessa tämä olisi hyvä ottaa huomioon.

Kappaleessa 2.1.1 mainittiin, että pintakerroksessa, ja sielläkin lähinnä vain inertiaalisen alikerroksen puolella, on voimassa logaritminen tuulilaki. Tämä laki pätee kuitenkin vain neutraalissa tilanteessa homogeenisen ja tasaisen alustan yllä. Silloin kun alustalla kasvaa puita, tai on korkeita rakennuksia ja muita esteitä, ei logaritminen tuulilaki päde yksinkertaisessa muodossaan ja siihen on lisättävä siirroskorkeutta kuvaava termi (z_d). Tällöin logaritminen tuulilaki saa muodon

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z - z_d}{z_0} \right) \quad (10)$$

jossa $\bar{u}(z)$ on keskimääräinen tuulen nopeus korkeudella z ja z_0 rosoisuusparametri (Oke, 1987). Rosoisuusparametri kuvaa pinnan rosoisuutta ja sitä korkeutta, jolla keskimääräinen tuuli menee nollaan homogeenisen ja tasaisen alustan yllä. Yleensä rosoisuusparametri on noin kymmenesosan ympäröivien rosoisuuselementtien korkeudesta (Oke, 1987). Kuitenkin heterogeenisessa kaupunkiympäristössä keskimääräinen tuulen nopeus menee nollaan jo hieman ylempänä. Pelkkä rosoisuusparametri ei yksinään riitä kuvaamaan tätä tilannetta tarpeeksi tarkasti, vaan tuuli menee nollaan korkeudella $z_d + z_0$. Tätä on havainnollistettu myös kuvassa 2.3, josta nähdään kuinka tuuli alkaa noudatella logaritmista tuuliprofiilia vasta siirroskorkeuden ja rosoisuusparametrin yhteenlasketun korkeuden yläpuolella. Kuvassa esitetty paksu yhtenäinen viiva kuvaa todellista tuuliprofiilia ja pisteviivalla alkava käyrä on kaavan 10 mukainen teoreettinen profiili. Kuvaan on merkitty myös rosoisuusalikerroksen korkeus (z_r) ja keskimääräinen rosoisuuselementtien korkeus (z_H), joka on melkein samalla korkeudella urbaanin latvustokerroksen ylärajan kanssa. Yleinen nyrkkisääntö siirroskorkeudelle on $2/3 * z_H$, eli noin 2/3 osaa keskimääräisestä rosoisuuselementtien korkeudesta (Oke, 1987). Havaittujen tuuliprofiilien mukaan logaritminen tuulilaki ei kuitenkaan toimi kaupunkialueilla enää

$1,5-2 \cdot z_H$ tason alapuolella, koska tällöin yksittäisten rosoisuuselementtien vaikutus virtaukseen alkaa olla merkittävää (Hanna & Britter, 2002).



Kuva 2.3: Logaritminen tuuliprofiili kaupunkialueilla. Paksulla yhtenäisellä viivalla on kuvattu todellinen tuuliprofiili ja katkoviivalla jatkettu osa on kaavan 10 mukainen logaritminen tuuliprofiili. z_d – siirroskorkeus, z_0 – rosoisuusparametri, z_H – rosoisuuselementtien keskimääräinen korkeus, z_r – rosoisuusalikerroksen korkeus (Oke, 2004)

Tässä työssä siirroskorkeus määritettiin yksinkertaista nyrkkisääntöä tarkemmin, koska kuten aikaisemmin mainittiin, myös rakennusten välinen etäisyys vaikuttaa virtauksiin kaupunkialueilla (kuva 2.2). Arvot siirroskorkeudelle ja rosoisuusparametrille laskettiin käyttämällä Macdonaldin ym. (1998) menetelmää, joka ottaa huomioon nämä asiat.

2.5.2 Kaupunkialueet lämpösaarekkeina

Kaupungeissa erilaisista materiaaleista rakennetut talot ja rakennukset, sekä hyvin laajalti asfaltilla ja muilla laatoituksilla peitetty pinta absorboi ja varastoi huomattavasti enemmän auringon lyhytaaltoista säteilyä, kuin mitä normaalitilainen maaperä pystyy varastoimaan. Lisäksi kaupungeissa säteily kohtaa paljon enemmän rakennettuja pintoja, kuin mitä väljemmin rakennetuilla alueilla. Esimerkiksi auringosta tuleva lyhytaaltainen säteily imeytyy ja varastoituu rakennusten seiniin,

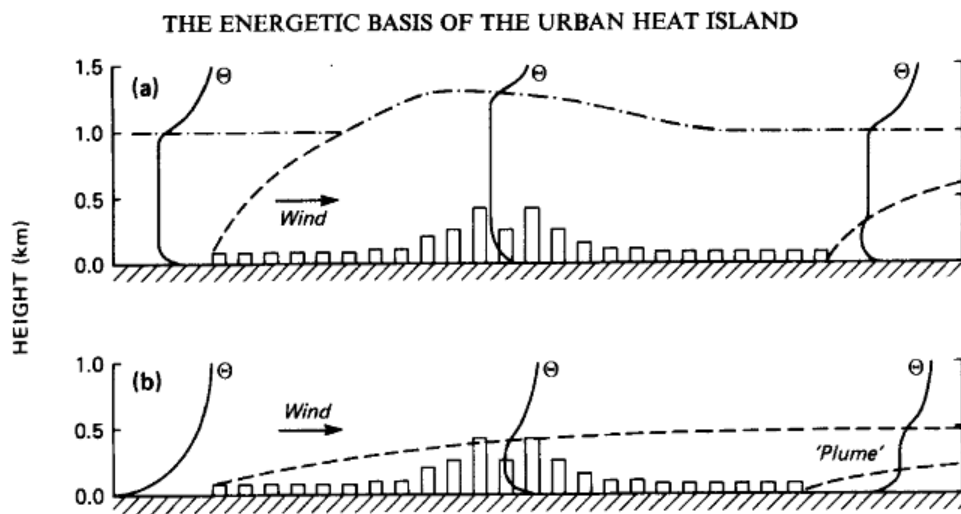
kattoihin ja katuihin. Kun osa tästä säteilystä yrittää poistua ilmakehään pitkäaaltoisena vastasäteilynä, törmää se nyt useammin muihin pintoihin ja absorboituu sekä emittoituu useammin, kuin mitä luonnontilaisella alueella tapahtuisi. Kaupungeissa asuu myös paljon ihmisiä, joka johtaa siihen, että pienellä alueella esimerkiksi sähkön ja ajoneuvojen käyttö on paljon runsaampaa kuin ympäröivillä alueilla. Edellä mainituista antropogeenisista lämmönlähteistä johtuen lämpötilat ovat korkeampia kaupungeissa kuin niitä ympäröivillä alueilla. Tämä paljon tutkittu (Arnfield, 2003) ilmiö tunnetaan parhaiten nimellä lämpösaarekeilmiö (urban heat island, Oke, 1982).

Illalla auringon laskiessa ja säteilylämmityksen loppuessa päivällä itseensä lämpöä varastoineet pinnat alkavat emittoida pitkäaaltoista säteilyä. Luonnontilaisella alueella ja etenkin pilvettömänä tyynenä yönä tämä lämpösäteily karkaa avaruuteen, mutta kaupungeissa säteily törmääkin viereisten rakennusten pintoihin. Säteily jää kiertämään katukuiluihin, sekä samalla lämmittämään kaupunkia. Kaupunkialueiden puistoissa ja viheralueilla ilmiö on selvästi pienempi heijastavien ja hyvin lämpöä keräävien pintojen puuttuessa.

Yö aikaan lämpösaarekeilmiö on usein voimakkaimmillaan ja sen voimakkuutta mitataan suoraan kaupungin keskustan ja läheisen ympäristön välisellä lämpötilaerolla (Oke, 1982). Ilmiö korostuu korkeiden leveysasteiden kaupungeissa talvisaikaan, koska tällöin lisääntynyt lämmitys nostaa kaupunkien keskustojen lämpötiloja entisestään. Ilmiö ei kuitenkaan ole mitenkään yksinkertaisesti selitettävissä. Esimerkiksi kaupunkialueilla lisääntynyt aerosolien määrä vähentää pintaan pääsevää auringon lyhytaaltoista säteilyä, mutta toisaalta samalla se lisää pitkäaaltoisen säteilyn takaisinsirontaa ilmakehästä/pilvistä pintaa kohden (Arnfield, 2003).

Lämpösaarekeilmiön johdosta kaupunkien havaittavan lämmön vuot ovat selvästi ympäröiviä alueita suurempia. Toisaalta kaupunkien vähäisen kasvillisuuden ja viemäröinnin takia latentin lämmön vuot ovat selvästi pienempiä. Nämä muuttuneet olosuhteet saavat aikaan myös turbulenssin lisääntymistä kaupunkialueilla. Erityisesti yöaikaan normaalisti rajakerros muuttuu stabiilisti kerrostuneeksi, mutta

kaupungeissa urbaani rajakerros on usein labiili tai neutraali (Oke, 1982; Nordbo et al., 2012a).



Kuva 2.4: Urbaanin rajakerroksen korkeus (katkoviiva) ja potentiaalilämpötilan profiilit (Θ) **a)** päivällä ja **b)** yöllä (Oke, 1982)

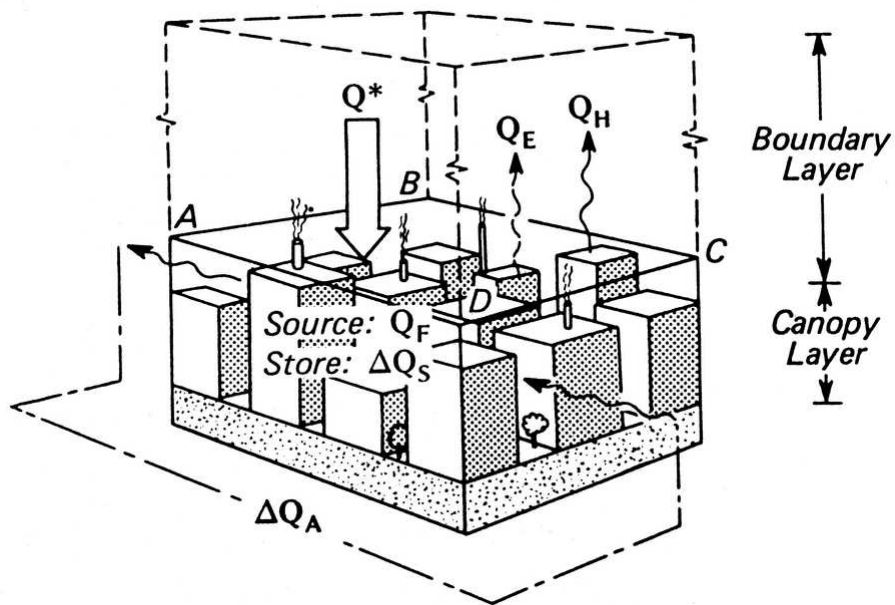
Kuvassa 2.4 on esitetty urbaanin rajakerroksen korkeus ja potentiaalilämpötilan profiilit suuren kaupungin yllä ideaalisessa kesäisessä pilvettömässä ja heikkotuulisessa tilanteessa päivällä ja yöllä. Päivän mittaan urbaanin rajakerroksen korkeus kasvaa samalla kun ympäröivienkin alueiden yläpuolinen rajakerros kasvaa korkeuttaan riippuen havaittavan lämmön voimakkuudesta ja auringon lämmityksen määrästä. Pinnassa vallitsee joka puolella epästabiili kerrostuneisuus ja sen yläpuolella neutraali tilanne. Rajakerroksen ylärajalla, noin 1-1,5 kilometrin korkeudella lämpötilaprofiili on hieman stabiilisti kerrostunut ja kaupungin yllä rajakerros on kohonnut hieman ympäröiviä alueita korkeammalle. Lisäksi sisäinen urbaani rajakerros venyy ylempänä tuulen vaikutuksesta ympäröivien alueiden ylle jopa kymmenien kilometrien päähän.

Yöllä ympäröivät alueet alkavat jäähtyä ulossäteilyn kautta ja kerrostuneisuus muuttuu stabiiliksi. Kaupungissa ulossäteily on kuitenkin paljon heikompaa rakennusten vastasäteilyn takia. Päivällä lämmentyneet pinnat emittoivat hyvin tehokkaasti lämpöä, joten kerrostuneisuus jääkin labiiliksi ja sekoittuminen ja heikompi turbulenttisuus jatkuvat yölläkin. Kaupungin ulkopuolelle, alueelle jonne urbaani rajakerros päivällä venyi, jää edelleen lämmintä ja turbulenttista ilmaa (heat

plume:n muodossa) joka estää paksun stabiilin yöllisen rajakerroksen synnyn. Näin ollen lämpösaarekeilmiö vaikuttaa myös kaupungin ympäröivien alueiden lämpötilaprofiileihin. (Oke, 1982)

2.6 Urbaani energiatasapaino

Kaupunkialueiden energiatasapainosta puhuttaessa tarkoitetaan yleensä energian ja veden kiertoa urbaanin latvustokerroksen ja urbaanin rajakerroksen välillä. Tämä voidaan kuvitella vaakasuuntaisena tasona noin kattotasojen korkeudella, jonka molemmipuolista mikroilmastoa vertaillaan (Oke, 1987).



Kuva 2.5: Skemaattinen piirros kaupunkialueen energiatasapainon eri komponenteista. Q^* kuvaa nettosäteilyä, Q_F antropogeenista lämmön vuota, Q_H havaittavan lämmön vuota, Q_E (jatkossa Q_{LE}) latentin lämmön vuota, ΔQ_S varastoitunutta lämpöä ja ΔQ_A urbaanin latvustokerroksen läpi menevää advektiota. (Oke, 1987)

Kuvassa 2.5 näkyvää energiatasapainoa voidaan kuvata seuraavalla tavalla

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_{LE} + \Delta Q_S + \Delta Q_A + S, \quad (11)$$

jossa Q^* kuvaa nettosäteilyä, Q_F antropogeenista lämmön vuota, Q_H havaittavan lämmön vuota, Q_{LE} latentin lämmön vuota, ΔQ_S varastoitunutta lämpöä, ΔQ_A urbaanin latvustokerroksen läpi menevää advektiota ja S on termi, joka pitää sisällään kaikki muut pienet prosessit (Oke, 1987; Offerle et al., 2005). Termi S voi joissain tapauksissa nousta hyvinkin merkittäväksi. Etenkin kaupunkiympäristössä sadevedet sitovat itseensä pintojen lämpöä, mutta kuljettavat sen viemäreitä pitkin pois tarkasteltavalta alueelta. Usein advektiotermi (ΔQ_A) ja muita prosesseja kuvaava termi (S) oletetaan kuitenkin merkityksettömän pieneksi.

Kaavassa 11 esitelty nettosäteily voidaan jakaa vielä komponentteihinsa seuraavasti

$$Q^* = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - L \uparrow = K \downarrow (1 - \alpha) + \varepsilon_0 L \downarrow - \varepsilon_0 \sigma T_0^4 \quad (12)$$

(Offerle et al., 2003). Nettosäteily (Q^* , $W\ m^{-2}$) koostuu auringosta maanpintaan tulevasta lyhytaaltoisesta säteilystä ($K \downarrow$) ja sen heijastuneesta osasta ($K \uparrow$), sekä pitkäaaltoisen säteilyn alaspäin ($L \downarrow$) ja ylöspäin ($L \uparrow$) suuntautuneista komponenteista. Sama voidaan ilmaista myös kaavassa esitetyllä jälkimmäisellä tavalla. Ensin on lyhytaaltoisen säteilyn yhdistelmätermi, jossa albedo (α) kertoo heijastumisen määrän. Sen jälkeen tulee vastaava termi pitkäaaltoiselle säteilylle. Kolmantena on termi, joka kertoo maan pintalämpötilaan (T_0) perustuvan ulospäin säteilyn. Sen laskemisessa tarvitaan tieto maanpinnan emissiivisyydestä (ε_0) ja Stefan-Boltzmannin vakioista (σ). Nettosäteilyn tapauksessa on myös muistettava, että sen lähdealue (kappale 2.7) on eri kuin turbulenttisilla voilla (Schmid et al. 1991; Schmid, 1997). Yleensä nettosäteily pysyy kuitenkin melko muuttumattomana kaupunkialueilla ja lähdealueiden erosta aiheutuva virhe on mitätön muihin virheisiin nähden (Offerle et al. 2005).

Kaavassa 11 esiintyvä termi Q_F kuvaa antropogeenista, eli ihmisperäistä, lämmön vuota. Se pitää sisällään ihmisperäisen energiankäytön luoman lämmön. Esimerkkeinä antropogeenisista lämmönlähteistä mainittakoon: rakennusten lämmitys ja jäähdytys, ajoneuvot ja muut kuljetusvälineet, valaistus, teollisuuden tuotanto ym. (Sailor ja Lu, 2004). Näin ollen antropogeenisen lämmön vuon jakauma eri vuoden- ja vuorokaudenajoille onkin vain välillisesti kytköksissä auringon luomaan

vuorokaudenaikaisrytmiin (Oke, 1987). Q_F :n arviointi on energiatasapainon komponenteista selvästi vaikein. Sitä ei voi myöskään jättää huomioimatta energiatasapainoa vertailtaessa, koska Oken (1988) listaaman taulukon mukaan suurissa kaupungeissa vuotuinen keskiarvo antropogeeniselle lämmön vuolle vaihtelee suurin piirtein välillä 20-160 W m⁻². Sen arvioimiseksi pitäisi saada kaikki tieto mm. mittausalueella tapahtuvasta sähkön käytöstä, rakennusten käyttötarkoituksesta, kaikesta liikennevirrasta, populaatiotiheydestä ja ihmisten keskimääräisestä lämmöntuotosta, ja tämä kaikki tieto pitäisi saada vielä melko tiheällä aikaresoluutiolla (Offerle et al., 2005). Käytännössä tämä tarkoittaa sitä, että antropogeeninen lämmön vuo voidaan ratkaista residuaalina, eli silloin kun kaikki muut termit yhtälössä 11 pystytään mittaamaan ja arvioimaan tarpeeksi tarkasti. Jotta tähän päästäisiin, pitää ΔQ_A ja S termit olettaa merkityksettömän pieniksi, Q^* , Q_H , Q_{LE} mitata ja ΔQ_S arvioida tai mallintaa mahdollisimman todenmukaisesti. Suoraan mittauksista antropogeenista lämmön tuottoa on mahdoton erottaa muista vuo termeistä. Se ei myöskään ole suoraan verrannollinen energian käyttöön, vaan ainoastaan siitä lopulta tarkasteltavaan tilavuuteen vapautuvaan energiaan (Offerle et al., 2005).

Varastotermi Q_S , tai tarkemmin sen muutos ΔQ_S , on myös tärkeä tekijä kaupunkialueiden energiatasapainossa. Kappaleessa 2.2.3 esitellyt lämpösaarekeilmiö on osittain mahdollinen juuri tämän lämmön varastoitumisen johdosta. Tämän ilmiön myötä kaupunkialueiden pinnat reagoivat hitaammin säteilymäärän muutoksiin ja muihin ilmakehän pakotteisiin, ja näin ollen turbulenttisten lämpövoiden vaihtelun amplitudi on luonnontilaista ympäristöä pienempi (Grimmond & Oke, 1999; Offerle et al., 2005). Varastotermin suuruusluokan arviointikaan ei ole mitenkään yksinkertaista, mutta aina joko antropogeeninen lämmön vuo tai varastotermin suuruus on mallinnettava, jotta toinen voidaan selvittää residuaalina.

Kun tärkeimmät komponentit energiatasapainon yhtälöstä on ratkaistu (ja Q_A sekä S oletettu mitättömän pieniksi), voidaan laskea energiatasapainosuhte (*energy balance ratio, EBR*)

$$EBR = \frac{Q_H + Q_{LE}}{Q^* + Q_F - \Delta Q_S} \quad (13)$$

(Wilson et al., 2002; Offerle et al., 2005). Termodynamiikan ensimmäisen pääsäännön mukaan energiaa ei synny tyhjästä, eikä se häviä mihinkään, se vain muuttaa muotoaan. Tämän takia energiatasapainosuhte pitäisi olla tasan 1. Eli yhteenlaskettujen turbulenttisten voiden pitäisi olla lähes yhtä suuria lähdetermien summan kanssa. EBR:n avulla voidaan tutkia kuinka hyvin energiatasapainosulkeuma (energy balance closure) toteutuu mittausasemalla pitkän ajan yli. Samalla pienet puolen tunnin aikaskaalassa näkyvät virheet suodattuvat pois. Tosin ongelmana tässä on se, että *EBR* ei mitenkään kerro sitä miten vuot jakautuvat eri vuorokauden ajoille, joten ne voivat poiketa paljonkin oikeasta, vaikka suhdeluku olisi lähellä yhtä (Wilson et al., 2002).

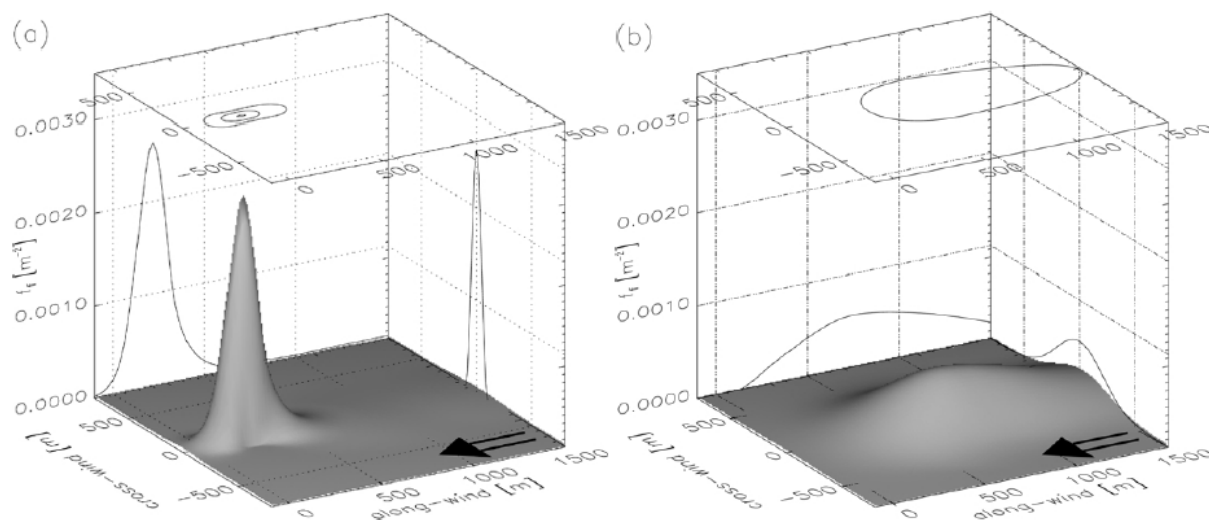
2.7 Lähdealueet

Mitattaessa turbulenttisia suureita EC-menetelmällä heterogeenisen alustan yllä, on hyvin tärkeää tietää mistä mitattu nettovuo on peräisin, eli sen lähdealue (footprint). Lähdealueen sijainti ja koko riippuvat mm. siitä, kuinka korkealla mittauslaite sijaitsee, millaiset ovat rosoisuusolosuhteet, millainen stabiilisuus tilanteessa vallitsee ja millaiset tuuliolosuhteet ovat. Lisäksi sillä on merkitystä, minkä suureen lähdealuetta halutaan selvittää. Esimerkiksi säteilyn lähdealue on eri kuin turbulenttisten voiden, kuten mainittiin jo edellisessä kappaleessa. Itse footprint-funktio (φ) kertoo sen, kuinka suuri yksittäisen alueen kontribuutio on mitattavaan vuohon. Kun footprint-funktio kerrotaan lähteiden ja nielujen voimakkuuden kertovalla Q -funktioilla, saadaan koko mittaalueen (χ) yli integroimalla selville vuo (η) (Vesala et al., 2008).

$$\eta = \int_{\chi} \varphi(x; \hat{x}) Q(\hat{x}) d\hat{x} \quad (14)$$

Footprint-funktion määrittäminen ei ole kovin yksinkertaista ja sen määrittämiseen onkin kehitetty monia eri teoreettisia menetelmiä. Erilaisia menetelmiä ovat muun muassa: analyttiset mallit, Lagrangelaiset stokastiset partikkelidispersiomallit, LES-mallit

(large eddy simulations) ja numeeriset sulkeumamallit (closure schemes) (Vesala et al., 2008).



Kuva 2.6: Kolmiulotteiset kuvat vuon lähdealueista **a)** voimakkaasti epästabiilissa tilanteessa ja **b)** stabiilissa tilanteessa. Kuvissa mittausmaston sijainti on vasemmassa reunassa, jossa x - ja y -koordinaatit ovat nolla metriä, ja musta nuoli osoittaa vallitsevan keskittuulen suunnan. x -akselille on merkitty etäisyys tuulen suuntaan (along-wind) metreissä ja y -akselille etäisyys metreissä poikittain keskittuuleen nähden (cross-wind). Harmaan alueen korkeus kertoo kyseisen kohdan kontribuution mitattuun vuohon. Alueet, jotka vastaavat suurimmasta vuon kontribuutiosta ja sisältävät 50 prosenttia koko vuosta, on merkitty kuvan sivuihin mustilla käyrillä ja ylhäälle kaksiulotteisena ellipsinä. (Kljun et al., 2002)

Lähdealueen sijainti ja muoto riippuvat edellä mainituista tekijöistä, mutta yleensä muotoa voi kuvailla ellipsiksi, jonka koko riippuu hyvin paljon vallitsevasta stabiilisuudesta. Kuvassa 2.6 on esitetty Kljun ym. (2002) Lagrangelaisella mallilla mallinnettujen voiden lähdealueiden muodot ja voimakkuus kahdessa erilaisessa kerrostuneisuuden tilanteessa, kun mittauslaite on 50 metrin korkeudella. Vasemman puoleinen kuva (2.6a) esittää tilannetta epästabiilissa tilanteessa, jolle on tyypillistä voimakas konvektio. Tästä johtuen vuo on peräisin pieneltä alueelta melko läheltä mittausmastoja. Oikean puoleisessa kuvassa (2.6b) on esitetty puolestaan stabiili tilanne, jossa pystyliikkeet ovat paljon heikompia ja lähdealue on tällöin hyvin laaja ja ulottuu pitkälle tuulen tulosuuntaan.

3. MITTAUKSET JA MENETELMÄT

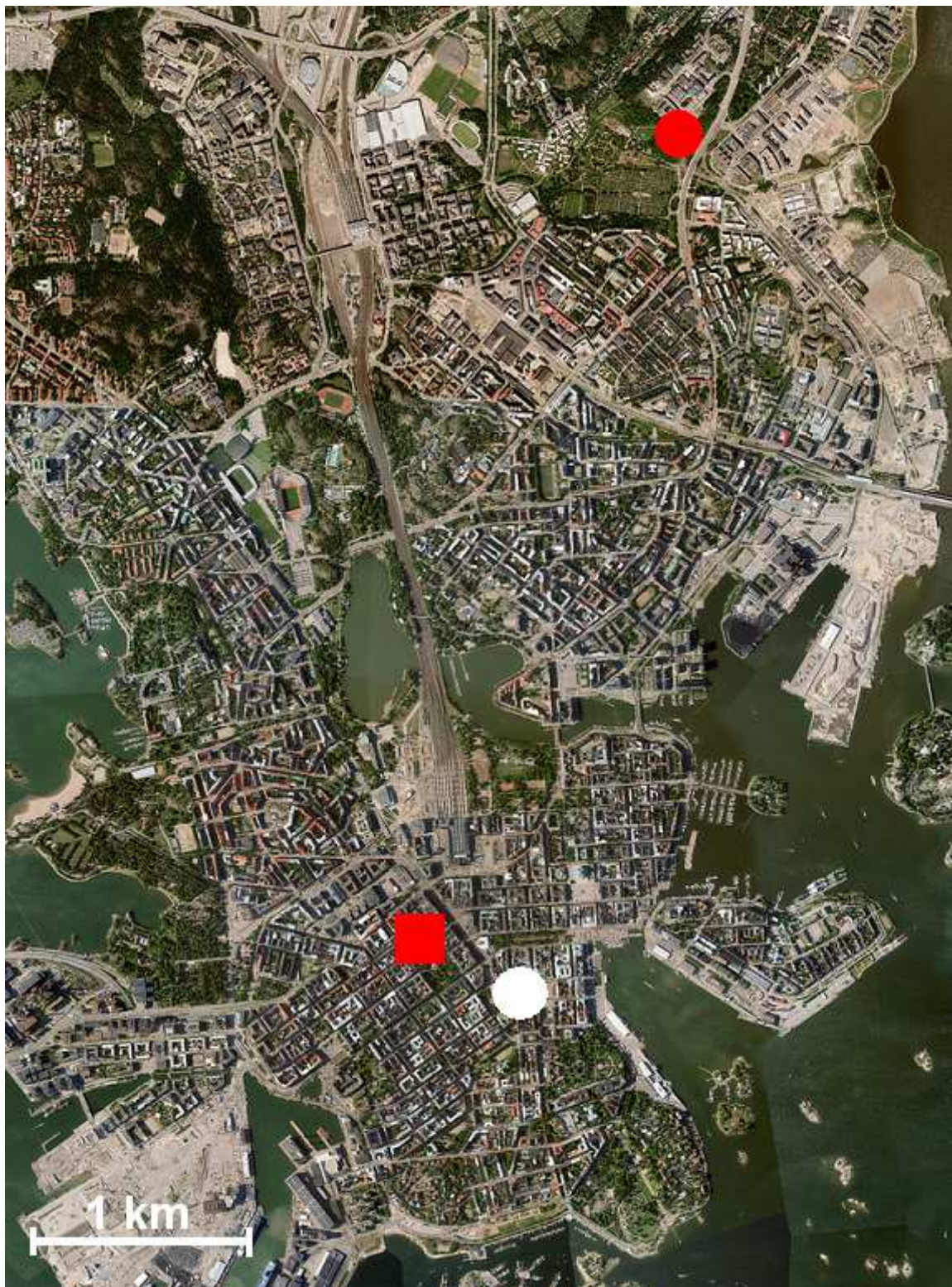
Luvussa käydään läpi työssä käytetyt mittausasemat ja niiden ympäristö. Asemilla tehtävät mittaukset ja mittalaitteet esitellään, sekä kuvaillaan mittausdatalle tehty laadunvalvonta. Lisäksi kappaleessa esitellään työssä käytetty lähdealuemalli ja kaupunkialueen energiatasapainon mallintamiseen käytetty SUEWS-malli.

3.1 Mittausasema ja mittalaitteet

3.1.1 Mittausasema

SMEAR III on vuonna 2004 perustettu kaupunkimittausasema Helsingin Kumpulassa (Järvi et al., 2009). Asema kuuluu eri puolilla Suomea sijaitsevien SMEAR-asemien sarjaan, jotka ovat erikoistuneet mm. liikemäärän, energian ja materian vaihdon mittaukseen erilaisissa ympäristöissä. Asemilla tehdään jatkuvia mittauksia liittyen mm. aerosoleihin, ilmakemiaan, mikrometeorologiaan ja säähän. SMEAR III sijaitsee noin neljän kilometrin päässä Helsingin keskustasta pohjoiseen ja sillä on myös useita pienempiä mittauspisteitä ympäri Helsinkiä, mm. Viikissä ja Erottajan paloasemalla. Vuoden 2010 syyskuussa SMEAR III sai uuden mittauspisteen Helsingin keskustaan perustetun pienemmän mittausaseman myötä. Helsingin keskustan mittausasema sijaitsee Hotelli Tornin huipulla, 60 metrin korkeudella maanpinnasta ja 75 metrin korkeudella merenpinnasta, osoitteessa Yrjönkatu 26 (Kuva 3.2).

Suomenlahden rannalla sijaitseva Helsinki on noin 600 000 asukkaan kaupunki, jossa sääolot vaihtelevat suuresti vallitsevan tuulen suunnan mukaan. Pohjoisesta sijainnista huolimatta Helsingissä on leveyspiiriin nähden leudot talvet lämmittävän Pohjois-Atlantin virran vaikutuksesta. Pohjoisen sijainnin takia myös päivän pituus vaihtelee suuresti: kesällä aurinko paistaa parhaimmillaan noin 19 tuntia vuorokaudessa, kun taas talvella auringosta saadaan nauttia minimissään vain noin kuusi tuntia. Klimatologiset kuukauden keskilämpötilat Helsingissä (tarkastelujakso 1981-2010) vaihtelevat helmikuun -4,7 °C ja heinäkuun 17,8 °C välillä, vuotuisen sademäärän ollessa 655 mm (Pirinen et al., 2012).



Kuva 3.1: Ortoilmakuva Helsingistä, johon on merkattu SMEAR III:n (punainen ympyrä), hotelli Tornin (punainen neliö) ja Erottajan paloaseman/Elisan maston (valkoinen ympyrä) sijainnit. (HSY/SeutuCD, 2011)

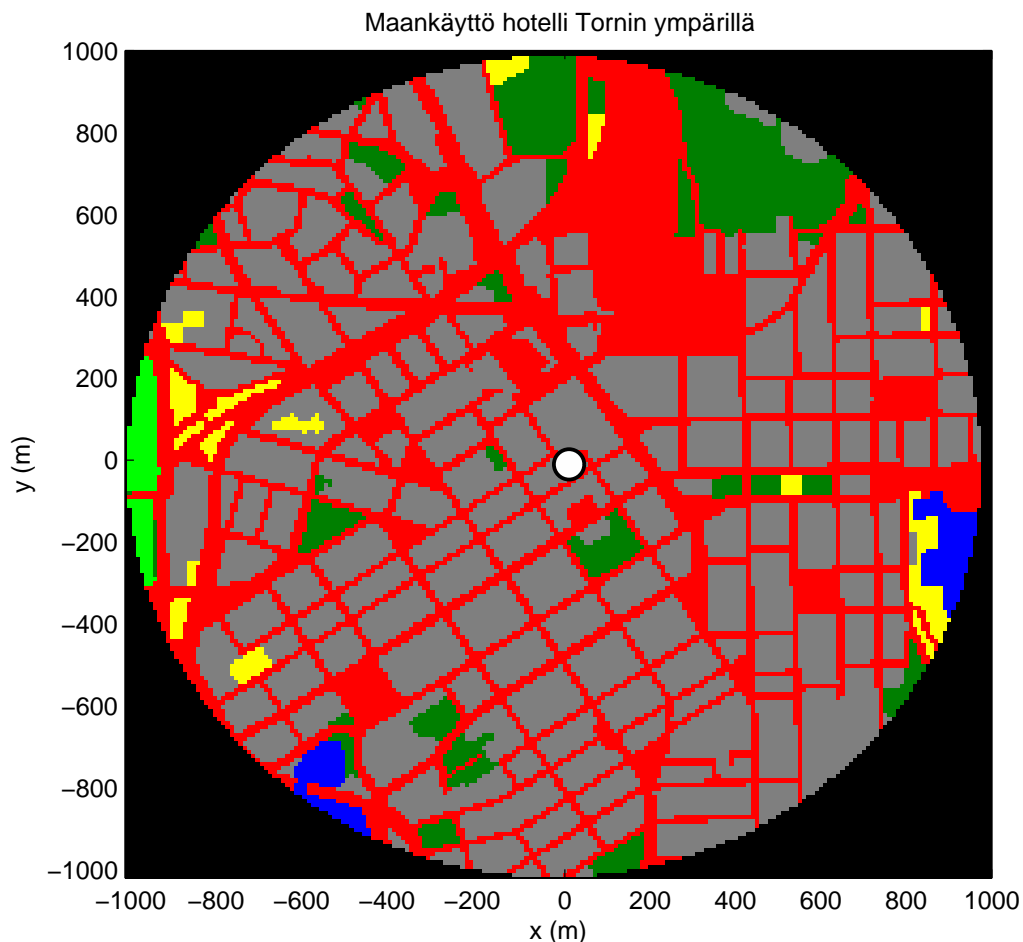
Kuvassa 3.1 on ortoilmakuva Helsingin keskustasta, johon on merkitty ne mittauspisteet, joiden dataa tässä työssä on käytetty. Punaisilla merkeillä on merkitty hotelli Tornin ja SMEAR III:n sijainnit (neliö ja ympyrä) ja valkoisella ympyrällä Erottajan paloaseman vieressä oleva Elisan masto. Hotelli Torni ja Elisan masto sijaitsevat keskellä tiheään rakennettua Helsingin niemen keskusta-aluetta, kun taas SMEAR III sijaitsee pohjoisempana, suuren puiston, kampusalueen ja vilkkaan tiestön ympäröimänä.



Kuva 3.2: Hotelli Torni

3.1.2 Maankäyttö Hotelli Tornin ympärillä

Energiatasapainon ja lähdealueiden mallinnusta varten piti selvittää Hotelli Tornin ympäristön maankäyttö mahdollisimman hyvin. Tähän tarkoitukseen käytettiin maanmittauslaitoksen 10 x 10 metrin resoluutioista rasteridataa (SLICES, 2005).



Kuva 3.3: Kuvassa on esitetty maankäyttö Hotelli Tornin (valkoinen ympyrä) ympärillä. Rakennukset on merkitty harmaalla värillä, päällystetyt alueet punaisella, puut/puistot tumman vihreällä, nurmikkoalueet vaalean vihreällä, hoitamattomat alueet keltaisella ja vesistöt sinisellä. (SLICES, 2005)

Tarkastelualueeksi valittiin 1000 metrin säteinen ympyrä Hotelli Tornin ympäriltä, koska keskimäärin lähdealueet (kappale 3.2) ylettyivät noin 900 metrin päähän Tornista ja lisäksi rosoisuusparametrin ja siirroskorkeuden arvot oli saatavilla 1000 metriin asti. Maankäyttö Hotelli Tornin ympärillä jaettiin kuuteen eri kategoriaan. Suurimman pinta-alan peittävät rakennukset (46,3 %). Päällystetyt alueet, joihin kuuluu kaikki tiet ja rautatiealueet, käsittävät seuraavaksi suurimman osan pinta-

alasta (39,1 %). Kolmanneksi suurimman alueen käsittävät enimmäkseen puuvaltaiset alueet (10,3 %). Loput melko pienet alueet koostuvat hoitamattomista alueista (2,0 %), nurmikkoalueista (1,4 %) ja vesistöistä (0,9 %) (SLICES, 2005). Käytetyn datan resoluutio on harmillisesti sen verran karkea, että esimerkiksi kaikki katujen varsilla olevat puut jäävät täysin huomiotta, vaikkakin ne todennäköisesti vaikuttavat energiatasapainoon etenkin haihdunnan kautta.

Keskimääräinen rakennusten korkeus (z_H) 1000 metrin säteellä Hotelli Tornin ympärillä on 20,9 metriä (SLICES, 2005) eli Tornissa mittalaitteet ovat noin 2,9 kertaa keskimääräisen rakennuskorkeuden yläpuolella. Aikaisemmin totesimme rosoisuusaliakerroksen olevan noin 2-5 kertaa keskimääräisen rakennusten korkeuden korkuinen. Tornin tapauksessa voitaneen kuitenkin olettaa mittauksien tapahtuvan inertiaalialikerroksen puolella, koska Tornia ympäröivät talot ovat itse Tornia lukuun ottamatta melko samankorkuisia (Nordbo et al., 2012a).

3.1.3 Mittalaitteet ja mittaukset

Tässä työssä tutkitaan keskustan energiatasapainoa, joten vuomittaukset ovat Hotelli Tornista. Säteilymittaukset on otettu Erottajan paloaseman vieressä olevasta Elisan mastosta, koska niitä ei Tornissa mitata. Meteorologinen data on SMEAR III:lta, kuin myös kaikki mittauslaitteiden ongelmatapauksissa syntyneet katkot on täytetty SMEAR III:lla tehdyillä mittauksilla. Mittaukset kattavat yhden kokonaisen vuoden marraskuun alusta 2010 lokakuun 2011 loppuun.

Hotelli Tornin mittalaitteet on asennettu noin 60 metrin korkeudelle maanpinnasta ja 75 metriä meren pinnan yläpuolelle. Mittauspisteessä mitataan EC-tekniikalla mm. havaittavan ja latentin lämmön, sekä liikemäärän voita ja hiilidioksidin vuota. Mittalaitteet on asennettu Tornin luoteiskulmaan 2,3 metriä korkeaan mittausmastoon, ja se koostuu 3D-anemometristä, jolla mitataan tuulen kaikki kolme komponenttia ja sooninen lämpötila, sekä CO₂ ja H₂O pitoisuuksia mittaavasta infrapuna kaasuanalysointorista (Nordbo et al., 2012a). Näiden kahden laitteen tuloksia yhdistelemällä saadaan lasketuksi havaittavan ja latentin lämmön vuot. Mittausdatalle suoritettiin perinteinen laadunvalvonta ja käsittely, joka sisältää mm. spektrikorjaukset ja lineaarisen trendien poiston (detrending) (Nordbo et al., 2012a).

Mittaukset tuulen käydessä ilmansuunnista välillä 50°-185° on suodatettu pois, koska tällöin Torni itsessään aiheuttaa häiriöitä virtauksiin ja siten myös mittauksiin. Näiden toimenpiteiden jälkeen havaittavan ja latentin lämmön voiden mittausdataa oli jäljellä noin 22 ja 29 prosenttia koko tarkastelujaksolta.

Muut työssä käytetyt mittalaitteet SMEAR III:lta ja Elisan mastolta, sekä tarkat mallit Hotelli Tornin mittalaitteista on listattuna taulukossa 3.1.

Taulukko 3.1: Mittalaitteet ja niiden sijainti

Mittalaite	Malli ja valmistaja	Mitattavat suureet	Sijainti
3D-anemometri	USA-1, Metek GmbH, Saksa	Tuulen komponentit (u , v , w) ja sooninen lämpötila	Hotelli Torni ja SMEAR III
Infrapunakaasuanalysointilaite (Enclosed path)	LI-7200, LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, USA	H ₂ O ja CO ₂ pitoisuus	Hotelli Torni
Infrapuna kaasuanalysointilaite (Closed path)	LI-7000, LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, USA	H ₂ O ja CO ₂ pitoisuus	SMEAR III
Lämpömittari	Pt-100	Lämpötila	SMEAR III
Painemittari	Vaisala DPA500, Vaisala Oyj, Vantaa, Suomi	Ilmanpaine	SMEAR III
Kosteusmittari	Vaisala HMP243, Vaisala Oyj, Vantaa, Suomi	Suhteellinen ilmankosteus	SMEAR III
Sademittari	Pluvio2, Ott Messtechnik GmbH, Saksa	Sademäärä	SMEAR III
Säteilymittari	CNR4, Kipp & Zonen, Alankomaat	Lyhyt- ja pitkäaaltainen säteily	Elisan masto ja SMEAR III

Työssä käytetyt meteorologiset suureet: lämpötila, ilmapaine, suhteellinen ilmankosteus ja sademäärä on mitattu SMEAR III:lla, koska niitä ei Hotelli Tornissa mitata. Mittausdata jaettiin termisiin vuodenaikoihin ilman lämpötilan viiden päivän liukuvan keskiarvon mukaan. Kevät ja syksy ovat jaksoja, jolloin ilman keskimääräinen lämpötila on 0 °C ja 10 °C välillä. Talvella lämpötila on alle 0 °C ja

kesällä yli 10 °C. Näin tehden syksyksi luokiteltiin 1.11.2010–16.11.2010 sekä 8.10.2011–31.10.2011, talveksi 17.11.2010–1.4.2011, kevääksi 2.4.2011–6.5.2011 ja kesäksi 7.5.2011–7.10.2011. Tutkitulla aikajaksolla on siis 35 kevätpäivää, 154 kesäpäivää, 40 syyspäivää ja 136 talvipäivää.

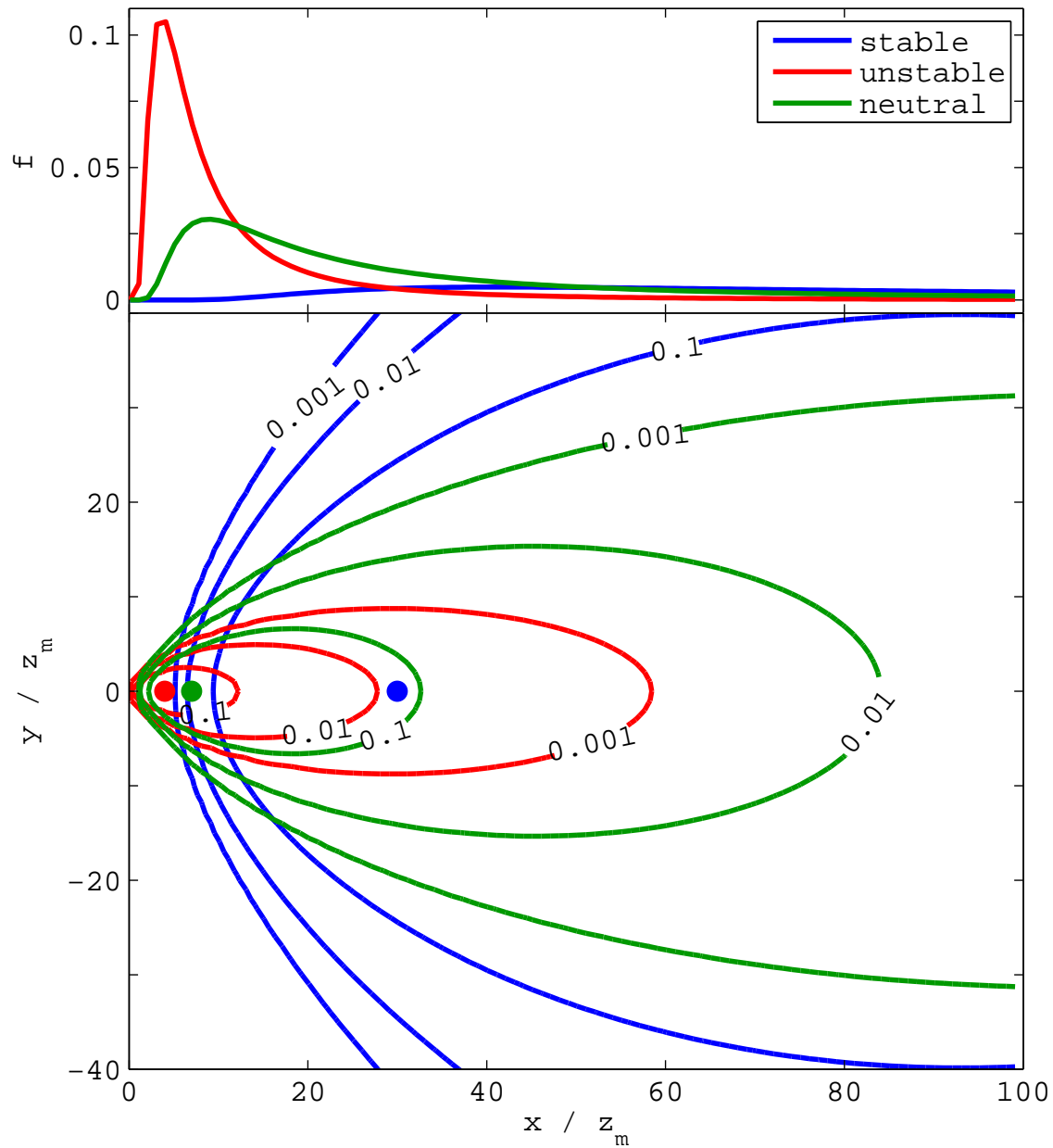
3.2 Lähdealuemalli

Energiatasapainon eri komponenttien mallinnukseen käytetty SUEWS-malli käyttää yleisimpien meteorologisten suureiden lisäksi lähtötietona mallinnettavan alueen maankäyttöä. Jotta mallinnus vastaisi mahdollisimman hyvin mitattuja voita, tarvitaan tieto siitä, mikä on vuon lähdealue. Tässä työssä käytettiin Kormannin ja Meixnerin (2001) mallia lähdealueiden laskemiseen. Lähdealue laskettiin kaikille hetkille, joille se oli mahdollista laskea. Käytännössä rajoittavaksi tekijäksi muodostui stabiilisuusdata, jota oli saatavana vain 19,4 prosenttia ajasta.

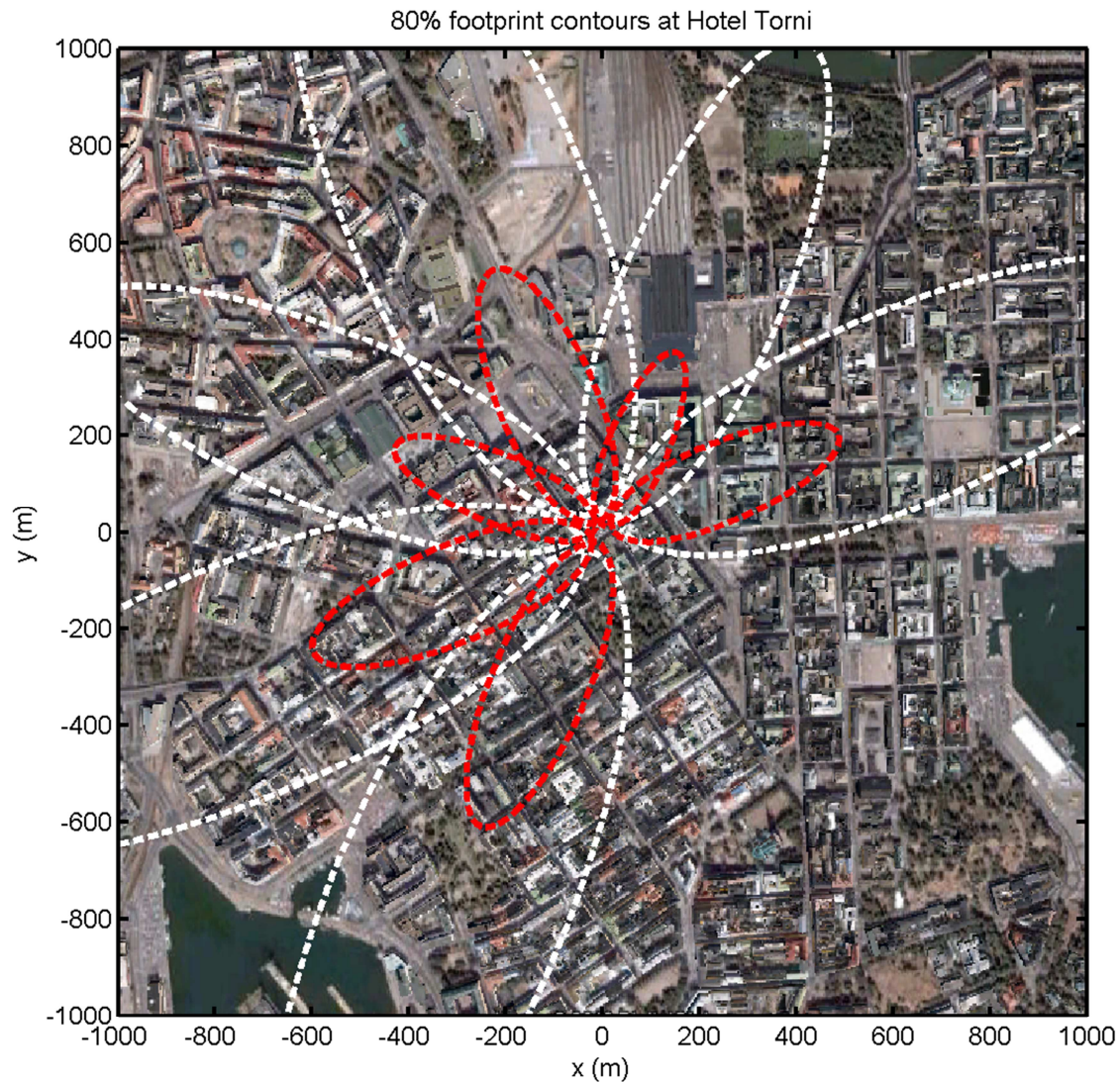
Kormannin ja Meixnerin (2001) lähdealuemalli on analyyttinen malli. Lähdealueen laskemiseksi tarvitaan tieto tilanteen stabiilisuudesta, efektiivisestä mittauskorkeudesta ($z_m = z - z_d$), rosoisuusparametrissa tuulen suunnassa (z_0), sekä keskimääräisestä tuulen nopeudesta (U) ja poikittaisen tuulen keskihajonnasta (σ_v). Analyyttinen malli antaa tulokseksi tiedon siitä, kuinka suuri suhteellinen kontribuutio eri alueilla on mitattuun vuohon. Teoriassa lähdealue ulottuu äärettömyyteen, mutta käytännön syistä mukaan otettiin vain se osa lähdealueesta, joka kontribuoi 80 prosenttia koko vuosta. Tältä alueelta koottiin maankäyttödata SUEWS-mallin energiatasapainon mallinnuksia varten. Hetkiltä jolloin lähdealuetta ei pystytty määrittämään, laskettiin maankäyttö jokaiselle tuulen suunnalle asteen välein, kuitenkin keskiarvoistaen 10 asteen sektoreittain.

Yksi tämän työn aikaavievimpiä vaiheita oli juuri tämän lähdealuemallin ohjelmoiminen (matlab-koodi liitteenä 2). Koska malli piti itse ohjelmoida Kormannin ja Meixnerin artikkelin pohjalta, piti myös varmistua siitä, että se toimii oikein. Lähdealuemallin toiminnan todisteeksi on kaksi itse laskettua kuvaa, jotka ovat identtisiä Kormannin ja Meixnerin (2001, kuva 4) artikkelissa esittämien eri stabiilisuustilanteissa saatujen tuulensuuntaisten lähdealuejakaumien ja kaksiulotteisten lähdealuekenttien samanarvonkäyrien kanssa. Kuva on laskettu

tilanteelle, jossa $z_0/z_m = 0,01$; $z_m/L = -1;0;1$; $\sigma_v/z_m = 0,1$ ja $u/z_m = 0,5$. Eri stabiilisuusluokat on tässä yhteydessä ilmoitettu mittauskorkeuden ja Obukhov-pituuden suhteen ja mallinnuksessa oli mukana stabiili, labiili ja neutraali tilanne.



Kuva 3.4: Kolmella eri stabiilisuusarvolla lasketut tuulensuuntaiset lähdealuejakaumat $f(x, z_m)$ ja kaksiulotteisen lähdealuekentän samanarvonkäyrät tasoilla $\Phi_0/\Phi_{max} = 0,1; 0,01$ ja $0,001$. Sinisellä värillä on merkitty stabiili tilanne, punaisella epästabiili ja vihreällä värillä neutraali tilanne. Pisteet kertovat lähdealueiden maksimikohdat eri stabiilisuustilanteissa.



Kuva 3.5: Keskimääräiset lähdealueet 45 asteen välein Hotelli Tornin ympärillä (kaksi ilmansuuntaa puuttuu Tornin aiheuttaman katvealueen takia). Valkoiset viivat kuvaavat lähdealueita stabiilisuuden ollessa $-0,19$. Punaiset katkoviivat ovat esimerkkinä tilanteesta, jossa muut arvot ovat muuten samat, mutta stabiilisuus on -1 .

Kuvassa 3.5 on esitetty lähdealuemallilla laskettuja lähdealueita keskimääräisissä tilanteissa kuudelle eri tuulen suunnalle 45 asteen välein. Stabiilisuuden keskiarvo koko mittausjakson yli oli $-0,19$, joten valkoiset katkoviivat kuvaavat tätä tilannetta vastaavat 80 prosenttia kontribuoivat lähdealueet. Punaiset katkoviivat ovat esimerkkinä tilanteesta, jossa muut arvot ovat muuten samat, mutta stabiilisuus on $-1,0$. Lähdealueiden laskemiseen käytettiin koko mittausjakson keskiarvoja tuulen nopeudesta ja poikittaisen tuulen keskihajonnasta jokaisella tuulen suunnalla erikseen laskettuna. Lisäksi jokaisen suunnan omat rosoisuusparametrit ja

efektiiviset mittauskorkeudet otettiin huomioon. Tornin huomattavasta korkeudesta (efektiivinen mittauskorkeus on keskimäärin n. 45 metriä) johtuen lähdealueet ylettyvät välillä kauemmaksi, kuin mihin mallinnettava alue ylettyy. Tällöin energiatasapainon mallinnuksessa on jouduttu jättämään yli 1000 metrin päässä oleva maankäyttö huomioimatta.

3.3 Energiatasapainon mallinnus

3.3.1 Surface urban energy and water balance scheme (SUEWS)

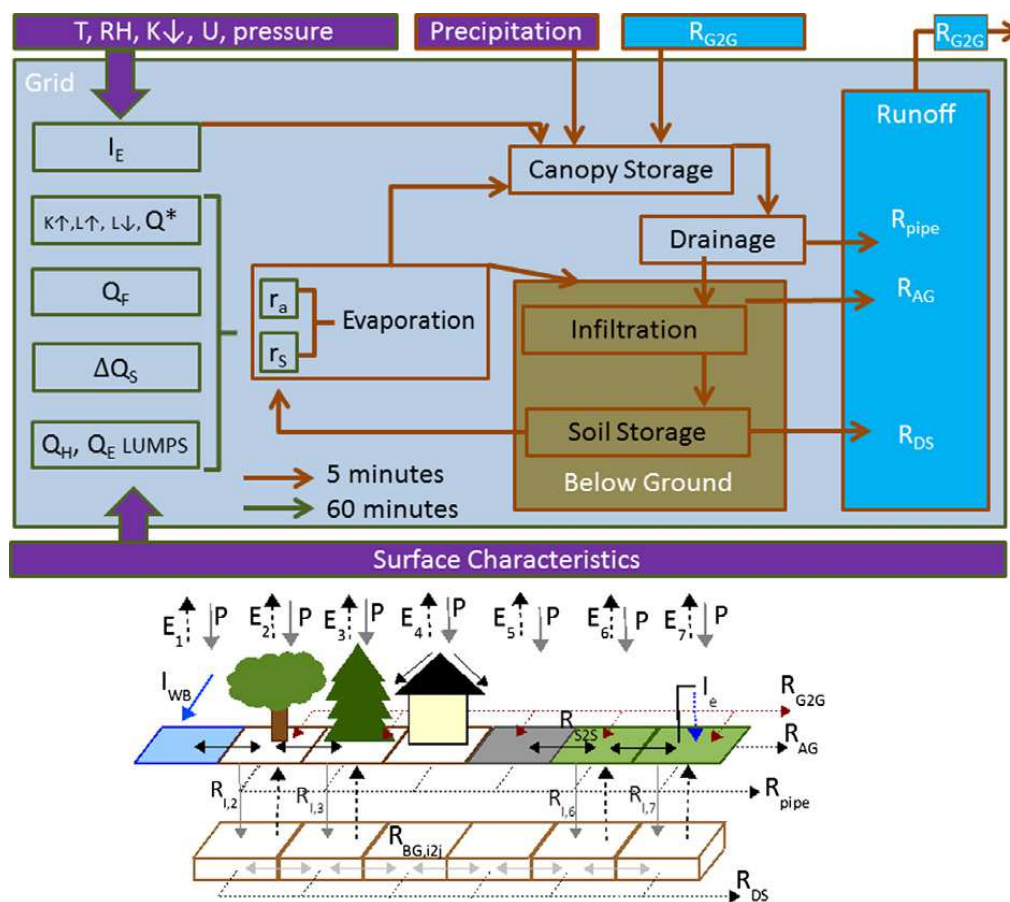
Surface urban energy and water balance scheme (SUEWS) on kaupunkialueiden energia- ja vesitasapainon mallintamiseen tarkoitettu malli. Se käyttää lähtötietoinaan vain yleisimmin mitattuja meteorologisia suureita ja tietoa mallinnettavan alueen maankäytöstä. Haihtuminen lasketaan yksittäiselle kerrokselle, joka koostuu useasta eri pintatyyppistä (päälystetyt alueet, rakennukset, havupuut/-pensaat, lehtipuut/-pensaat, kastellut nurmialueet, luonnontilaiset nurmialueet ja vesistöt). Kaikkien muiden pintatyyppien, paitsi veden, alla on lisäksi yksi maakerros. Jokaisella aika-askeleella lasketaan kosteusarvot eri pintatyypeille ja kerroksille. Kosteusvarastojen täyttyessä vesi voi myös virrata viereisille pinnoille, joko pinnassa tai sen alipuolisessa maakerroksessa. (Järvi et al., 2011)

SUEWS koostuu useammasta aliohjelmasta, jotka on yhdistetty niin, että tarvittavien lähtötietojen määrä olisi mahdollisimman pieni. Taulukossa 3.2 on listattu SUEWS mallille lähtötietoina annetut meteorologiset muuttujat. Malli toimii pienemmälläkin lähtötietojen määrällä, mutta malli saadaan toimimaan paremmin, kun käytetään esim. kaikki mitatut säteilykomponentit hyväksi. Ylimääräisinä annetut muuttujat on merkitty taulukkoon.

Meteorologisten tietojen lisäksi SUEWS tarvitsee toimiakseen tiedon jokaisen mallinnettavan hetken maankäytön jakaumasta aiemmin mainituille seitsemälle eri pintatyyppiluokalle, sekä tiedon rosoisuusparametrin ja siirroskorkeudesta.

Taulukko 3.2: SUEWS-mallin lähtötietoina saamat muuttujat. Tähdellä merkityt muuttujat eivät ole pakollisia lähtötietoja mallille.

Muuttuja	Yksikkö
Keskimääräinen tuulen nopeus	m s^{-1}
Suhteellinen kosteus	%
Ilman lämpötila	$^{\circ}\text{C}$
Ilmanpaine	kPa
Sademäärä	mm h^{-1}
Alaspäin suuntautuva lyhytaaltainen säteily	W m^{-2}
Nettosäteily*	W m^{-2}
Alaspäin suuntautuva pitkäaaltoinen säteily *	W m^{-2}
Lumi *	on/ei ole



Kuva 3.6: Kuvan yläosassa on esitetty SUEWS:n eri aliohjelmien toimintajärjestys yhden laskupisteen sisällä. Kuvan alaosassa on esitetty seitsemän eri pintatyyppin välinen kosteuden kuljetus, niin pysty, kuin vaakasuunnassakin. E – evapotranspiraatio, P – sade, I_e – kastelu, R – valunta. (Järvi et al., 2011)

Kuvassa 3.6 on esitetty mallin eri osien toimintaa ja laskujärjestystä. Viiden minuutin aikaresoluutiolla (ruskeat nuolet) lasketaan kaikki veden käsittelyyn liittyvät asiat. Kaikki muu mallinnetaan ja käsitellään tunnin aikaresoluutiolla (vihreät nuolet). Havaittavan ja latentin lämmön vuot riippuvat saatavilla olevasta energian määrästä (kaava 11), joka riippuu nettosäteilyn, varastotermin ja antropogeenisen lämmön vuon määrästä. SUEWS:ssa nettosäteily lasketaan nettosäteilyn parametrisointi skeemaa käyttävällä mallilla (net all-wave radiation parameterization scheme, NARP) (Offerle et al., 2003). Tämä malli laskee nettosäteilyn alaspäin suuntautuvasta lyhytaaltoisesta säteilystä, suhteellisesta kosteudesta ja ilman lämpötilasta (Loridan et al., 2011). Tällä menetelmällä ei saada aivan mitattuja arvoja vastaavia tuloksia, joten mallinnukset tehtiin käyttämällä NARP:ia sekä mitattua nettosäteilyä.

3.3.2 Energiatasapainomallin asetukset Hotelli Tornille

Mallinnukset SUEWS:lla tehtiin neljä kertaa (taulukko 3.3). Kahdessa ajossa mallinnus tehtiin käyttämällä laskettuja lähdealueita. Niiltä hetkiltä kun lähdealuetta ei pystytty laskemaan, käytettiin 1000 metrin säteisen alueen keskiarvoja. Kahdessa muussa ajossa mallinnus tehtiin käyttämällä vain 1000 metrin alueen keskiarvoja, eikä lähdealueita otettu huomioon. Lähdealueet huomioon ottavat mallinnukset ja yleistapauksen mallinnukset tehtiin käyttämällä sekä mitattuja säteilykomponentteja että NARP-mallia, jota ensisijaisesti käytetään SUEWS:ssa nettosäteilyn mallinnukseen.

Taulukko 3.3: Asetukset neljälle eri malliajolle.

Lähdealueet huomioitu + mitattu nettosäteily	Lähdealueet huomioitu + mallinnettu nettosäteily
Ei lähdealueita + mitattu nettosäteily	Ei lähdealueita + mallinnettu nettosäteily

Energiatasapainomalli ottaa lähtötietoina myös mitä erilaisimpia parametrejä, joita ei kaikkia ole tarkoitukseen muuttava jokaiselle eri mallinnuspaikalle. Osa parametreista on kuitenkin aina muutettava vastaamaan mallinnettavaa aluetta. Tällaisia tietoja ovat mm. asukaslukumäärä mallinnettavalla alueella yhtä hehtaaria kohti ja

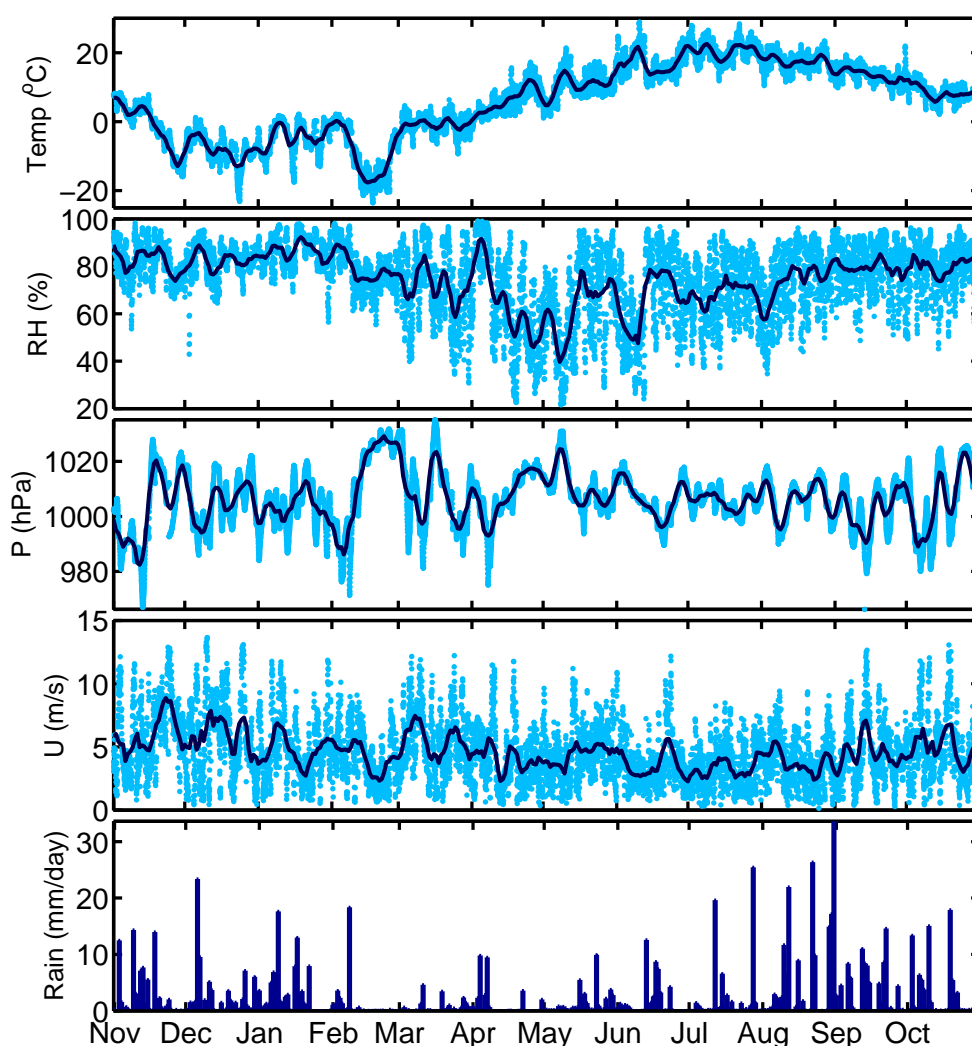
keskimääräinen talojen korkeus. Liitteenä 1. on kopio SUEWS:n lähtötiedostosta, josta selviää käytetyt arvot näille eri parametreille. Seuraavaksi on listattu joitain malliin tehtyjä asetuksia, joille ei voitu selvittää yksiselitteistä oikeaa arvoa.

- SUEWS-mallin käyttämään maankäyttödataan kaikki puut merkittiin lehtipuiksi.
- Nurmialueista 80 prosenttia merkittiin kastelluiksi. Nurmikon määrä on muutenkin todella pientä (1,42 %), joten tämä tuskin vaikuttaa paljoa.
- SUEWS:ssa lunta joko on tai ei ole. Kaupungin keskustassa määrittäminen on hieman hankalaa, koska katoilla olevaa lunta pudotetaan alas ja sitä myös kuljetetaan tehokkaasti pois kaduilta. Lumen olemassaolo määritettiin säteilymittauksien avulla lasketusta albedosta. Albedosta laskettiin 5 päivän liukuvat keskiarvot, jonka jälkeen lumisiksi viiden päivän jaksoiksi laskettiin ne joiden albedo oli 0,15 tai suurempi. Lumisiksi ajankohdiksi saatiin aikavälit 5.–9.11.2010, 16.11.2010–30.1.2011, 6.2.–9.3.2011, 15.–21.3.2011 ja 26.–31.3.2011. Yhteensä lumisia päiviä oli 124 kappaletta ja keskimääräinen albedo näiltä ajoilta oli 0,29. Keskimääräinen lumettoman ajan albedo oli tällä tekniikalla 0,10.

4. TULOKSET

Tulokset luvussa käydään ensimmäiseksi läpi mittausjakson aikana vallinneet meteorologiset olosuhteet esittelemällä meteorologisten suureiden aikasarjat. Tämän jälkeen keskitytään energiatasapainon eri komponenttien vuotuisen käyttäytymisen tarkastelemiseen. Lopuksi vertaillaan mallin antamia tuloksia havaittuihin arvoihin sekä muissa tutkimuksissa saatuihin tuloksiin.

4.1 Tarkastelujakson aikana vallinneet olosuhteet

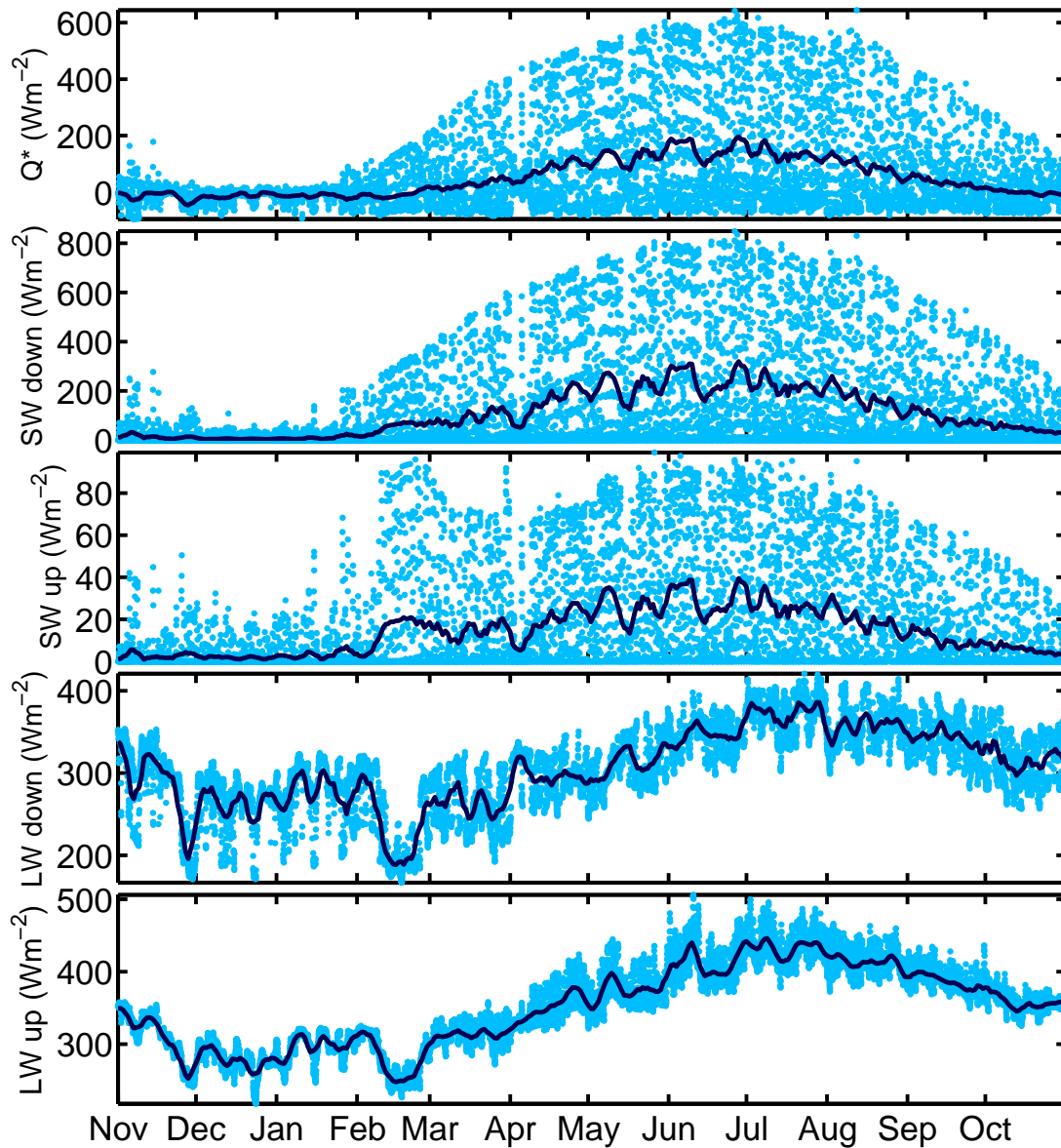


Kuva 4.1: Lämpötila (Temp), suhteellinen kosteus (RH), ilmanpaine (P), tuulen nopeus (U) ja sademäärä (Rain) marraskuusta 2010 lokakuun 2011 loppuun ulottuvalta tarkastelujaksolta. Vaalean sinisellä on esitetty tunnittaiset arvot ja tumman sinisellä viiden päivän liukuva keskiarvo. Sademäärä on esitetty päivittäisinä summina (mm/pvä).

Kuvassa 4.1 on esitetty lämpötilan, suhteellisen kosteuden, ilmanpaineen, tuulen nopeuden ja sademääränaikasarjat marraskuusta 2010 lokakuun 2011 loppuun. Neljästä ensimmäisestä suureesta on esitetty tunnitaiset arvot vaalean sinisillä pisteillä ja tumman sinisellä viivalla viiden päivän liukuva keskiarvo. Sademäärä on esitetty päivittäisinä summina (mm/pvä). Alin viiden päivän liukuvan keskiarvon mukainen lämpötila tarkastelujaksolla oli $-17,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ helmikuussa 2011 ja ylin $22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ heinäkuussa 2011. Koko vuoden keskiarvo tarkastelujaksolla oli $5,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, joka on täsmälleen sama kuin klimatologinen keskiarvo (1981-2010) (Pirinen at al., 2012). Suhteellisen kosteuden liukuva keskiarvo vaihteli $39,6\text{ }\%$ ja $92,3\text{ }\%$ välillä. Paineen muutoksissa nähdään tyypillistä synoptisesta toiminnasta johtuvaa muutamien päivien aikaskaalassa näkyvää vaihtelua. Keskimääräinen tuulen nopeus tarkastelujaksolla oli $4,6\text{ m s}^{-1}$ ja vuotuinen sademäärä 808 mm , joka on aiemmin mainittua klimatologista sademäärää (655 mm) selvästi suurempi.

Kuvassa 4.2 on esitetty nettosäteilyn aikasarja tarkastelujaksolta, sekä sen laskemiseen (kaava 12.) tarvittut säteilyn eri komponenttien aikasarjat. Kuvassa on käytetty samoja värejä kuvaamaan tunnitaisia ja viiden päivän liukuvia keskiarvoja, kuin edellisessäkin kuvassa (4.1). Nettosäteilyn viiden päivän liukuva keskiarvo on kesällä maksimissaan noin 197 W m^{-2} ja talvella hieman negatiivinen (minimi -47 W m^{-2}).

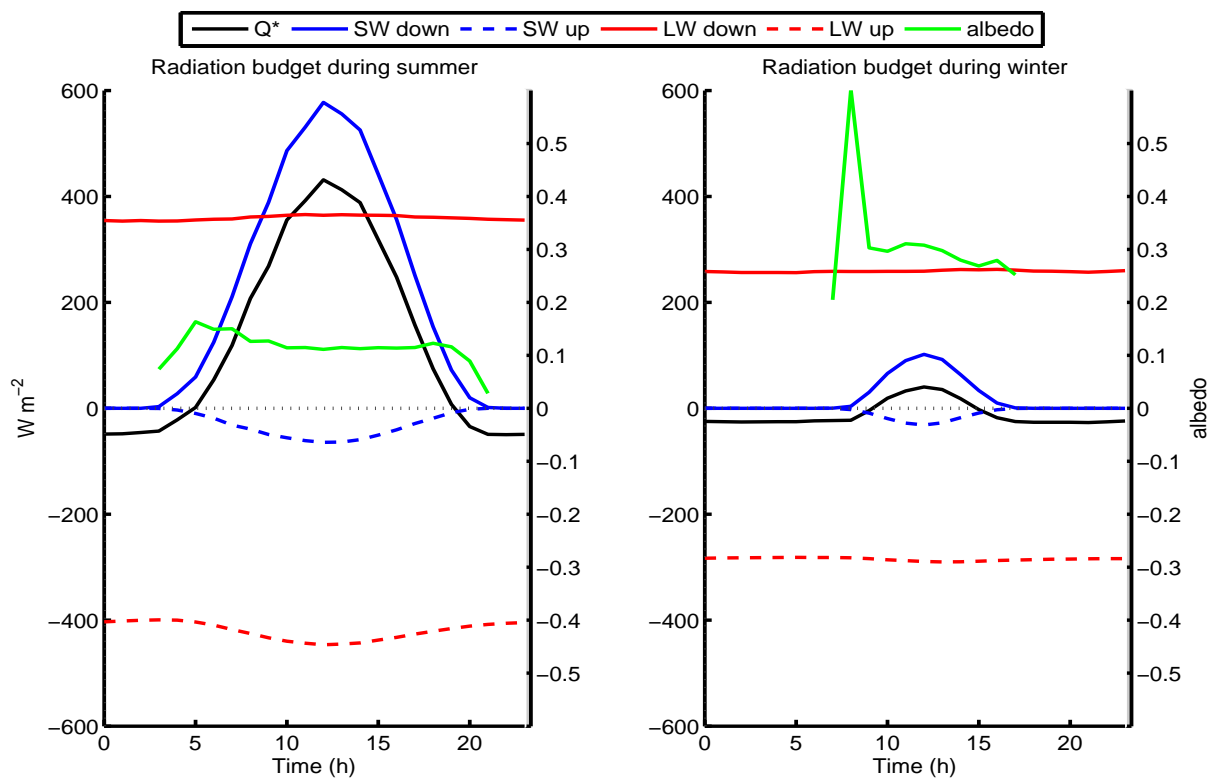
Lyhytaaltoisen säteilyn komponenteissa nähdään hyvin vuotuinen sykli, joka syntyy auringon korkeuskulman muuttumisesta. Pienemmät vaihtelut johtuvat mm. synoptisessa aikaskaalassa tapahtuvasta pilvisyyden vaihtelusta. Maksimissaan lyhytaaltoisen säteilyn viiden päivän liukuva keskiarvo käy kesällä, jolloin se on noin 320 W m^{-2} . Lyhytaaltoisen säteilyn heijastuneen, eli ylöspäin suuntautuneen komponentin aikasarjan tunnitaisissa arvoissa näkyy keväällä selvä jakso, jonka aikana arvot ovat selvästi ympäröiviä ajanjaksoja korkeampia. Tämä on seurausta lumipeitteen voimakkaasta heijastavasta vaikutuksesta. Pitkäaaltoisen säteilyn alaspäin suuntautuvan komponentin aikasarja vaihtelee myös jonkin verran synoptisessa aikaskaalassa, koska tällöin heijastuminen pilvipeitteistä takaisin alaspäin on voimakkaampaa.



Kuva 4.2: Nettosäteilyn (Q^*), alaspäin suuntautuvan lyhytaaltoisen säteilyn (SW down), ylöspäin suuntautuvan lyhytaaltoisen säteilyn (SW up), sekä pitkäaaltoisen säteilyn alaspäin (LW down) ja ylöspäin (LW up) suuntautuneen komponentin aikasarjat tarkastelujaksolta. Vaalean sinisellä on esitetty tunnittaiset arvot ja tumman sinisellä viiden päivän liukuva keskiarvo.

Kuvassa 4.3 on esitetty nettosäteilyn komponenttien ja albedon vuorokautinen sykli kesällä (kesäkuu – elokuu 2011) ja talvella (joulukuu 2010 – helmikuu 2011). Kuvasta nähdään, että nettosäteily on negatiivista yöaikaan sekä kesällä että talvella. Pitkäaaltoisen säteilyn vuorokautinen vaihtelu on paljon pienempää, kuin

lyhytaaltoisen auringon säteilyn, joka on etenkin kesällä todella voimakasta. Pitkäaaltoinen ulossäteily kaupungissa näyttää olevan hyvin voimakasta vuorokaudenajasta riippumatta, joka on selvästi seurausta hyvin tiheään rakennetuista rakennuksista ja muista lämpöä varastoivista pinnoista. Kesällä ulossäteily on selvästi voimakkaampaa kuin alaspäin suuntautuva pitkäaaltoinen säteily, kun taas talvella ylöspäin suuntautuva pitkäaaltoinen säteily on vain hieman alaspäin suuntautuvaa voimakkaampaa. Kuvien 4.2 ja 4.3 perusteella onkin hyvin selvää, että havaittavan ja latentin lämmön voimakkuudet voivat olla huomattavasti isompia kesäisin saatavilla olevan energian takia. Vihreällä merkitystä albedosta nähdään kuinka auringon nousu- ja laskuvaiheessa heijastuminen on voimakkaampaa, kuin auringon ollessa korkealla. Kesällä albedo on hieman 0,1:tä isompi, kun taas talvella lumi ja jää kasvattavat albedon noin 0,3 ja 0,6 välille.

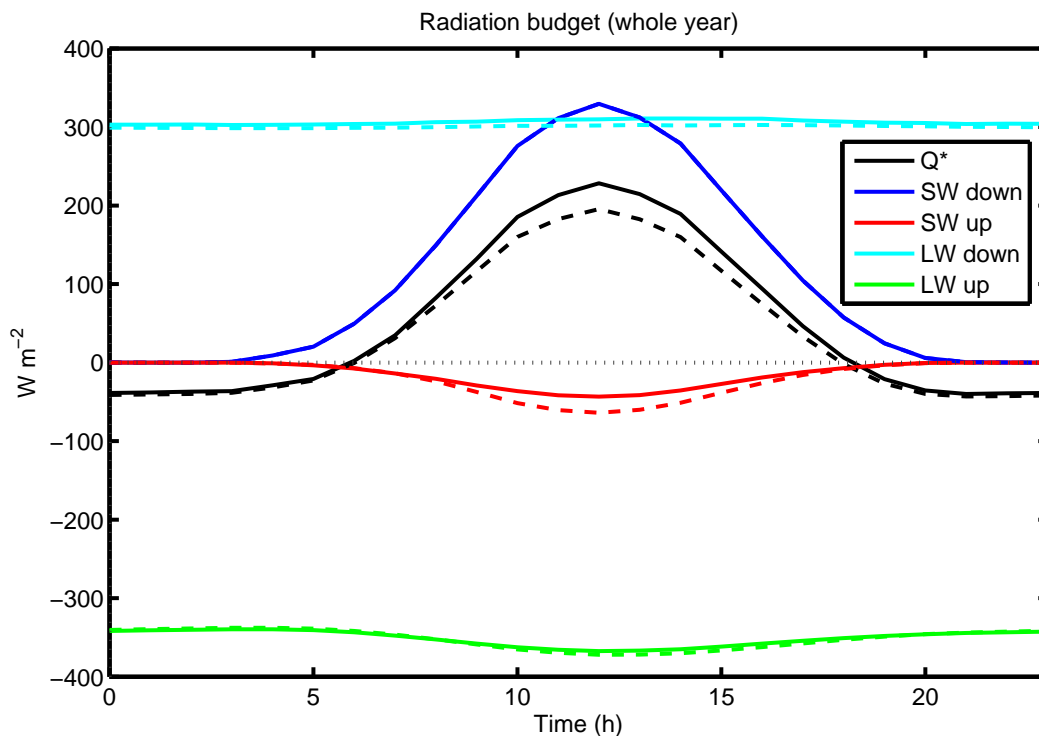


Kuva 4.3: Nettosäteilyn (Q^*), alaspäin suuntautuvan lyhytaaltoisen säteilyn (SW down), ylöspäin suuntautuvan lyhytaaltoisen säteilyn (SW up), pitkäaaltoisen säteilyn alaspäin (LW down) ja ylöspäin (LW up) suuntautuneen komponentin sekä albedon vuorokautiset syklit kesällä (kesäkuu - elokuu) ja talvella (joulukuu - helmikuu).

4.2 Parhaimman mallinnustavan valinta vertailuun

Kappaleessa 3.3.2 mainittiin kaikki neljä eri tapaa, joilla energiatasapainon mallinnus tehtiin. Tarkoituksena on selvittää näistä tavoista se, jolla saadaan parhaimmat mallinnustulokset verrattuna mittauksiin ja käyttää sillä menetelmällä saatuja tuloksia tarkempaan tarkasteluun.

Tarkastellaan ensin nettosäteilyn vaikutusta mallinnuksiin. SUEWS-mallin oletuksena nettosäteily mallinnetaan käyttäen NARP:ia, mutta vaihtoehtona on myös käyttää mitattua nettosäteilyä, jos sellaista dataa on saatavilla. Tässä vertailussa lähdealueet jätetään huomioimatta.

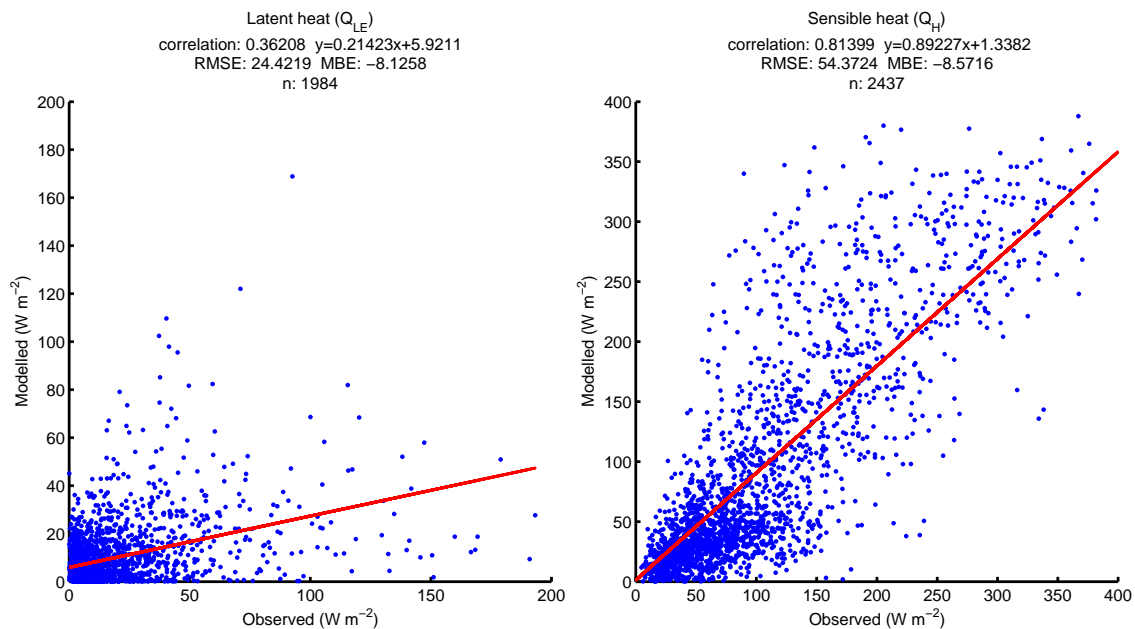


Kuva 4.4: Kuvan 4.3 kaltainen kuva koko vuodelle, jossa mitattu nettosäteily ja sen komponentit on esitetty yhtenäisillä viivoilla ja NARP:lla mallinnetut arvot katkoviivoilla.

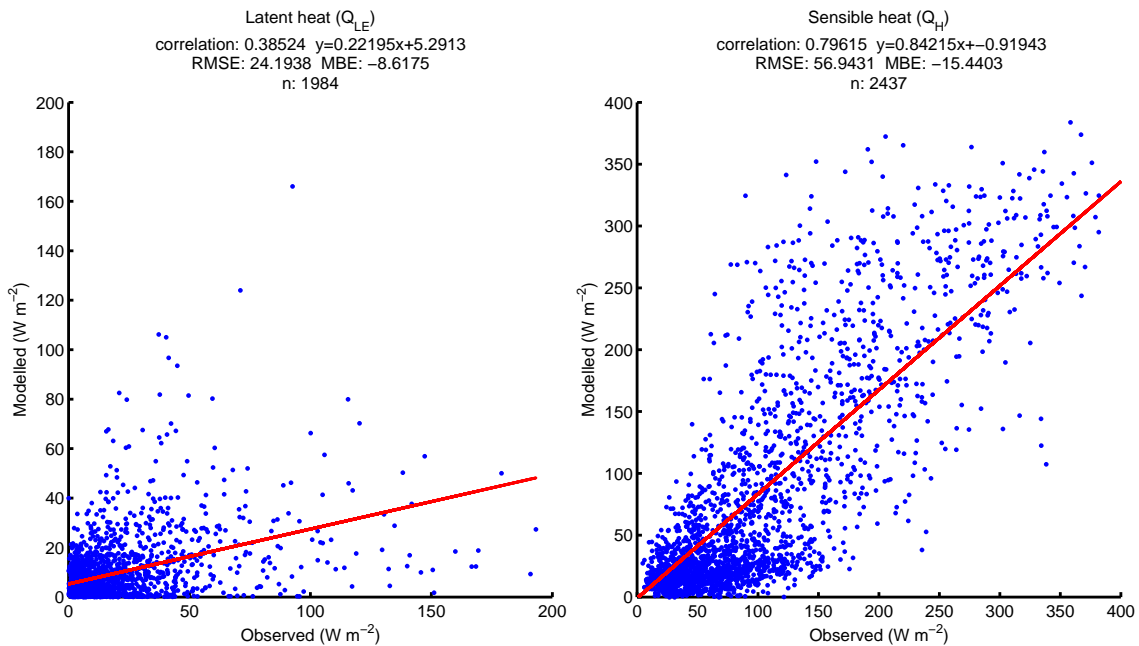
Kuvasta 4.4 nähdään kuinka NARP:lla mallinnetut arvot (katkoviivat) nettosäteilylle antavat hieman mitattuja (yhtenäiset viivat) arvoja pienempiä lukemia. Suurin ero mallinnetun ja mitatun nettosäteilyn välillä on keskellä päivää, jolloin ero on hieman yli 30 W m^{-2} :llä. Nettosäteilyn komponenteista huonoiten mallinnus onnistuu lyhytaaltoisen säteilyn ylöspäin suuntautuvalla komponentilla (punaiset viivat), joka

on liian suuri. Tästä voidaan päätellä, että mallinnuksessa käytetty albedo on liian iso. Lyhytaaltoisen säteilyn alaspäin suuntautuvan komponentin arvot ovat molemmissa tapauksissa samat, koska NARP ottaa sen lähtötietonaan nettosäteilyn mallinnuksessa (luku 3.3.1). Pitkäaaltoisen säteilyn alaspäin suuntautuvan komponentin arvot ovat mallinnettuna hieman liian pieniä, joka vastaa myös Loridanin et al. (2011) saamia tuloksia Lodzista, Puolasta.

Vertaillaan seuraavaksi sitä miten tämä vaikuttaa SUEWS:lla tehtäviin energiatasapainomallinnuksiin ja etenkin latentin ja havaittavan lämmön vuon komponenttien suuruuksiin.



Kuva 4.5: Latentin ja havaitun lämmön vuon ($W m^{-2}$) mallinnetut (modelled) arvot vertailtuna mitattuihin (observed) arvoihin, kun mallinnuksessa käytettiin mitattua nettosäteilyä ja lähdealueet jätettiin huomiotta. Sinisillä pisteillä on merkitty yksittäisten hetkien tulokset ja punaisella viivalla niihin sovitettu suora. Kuvien yläpuolella on laskettuna korrelaatiokerroin (correlation), sovitetun suoran yhtälö ($y=ax+b$), keskineliövirheen neliöjuuri (root mean square error, RMSE), keskimääräinen poikkeama (mean bias error, MBE) ja mukana olleiden havaintojen kappalemäärä (n).

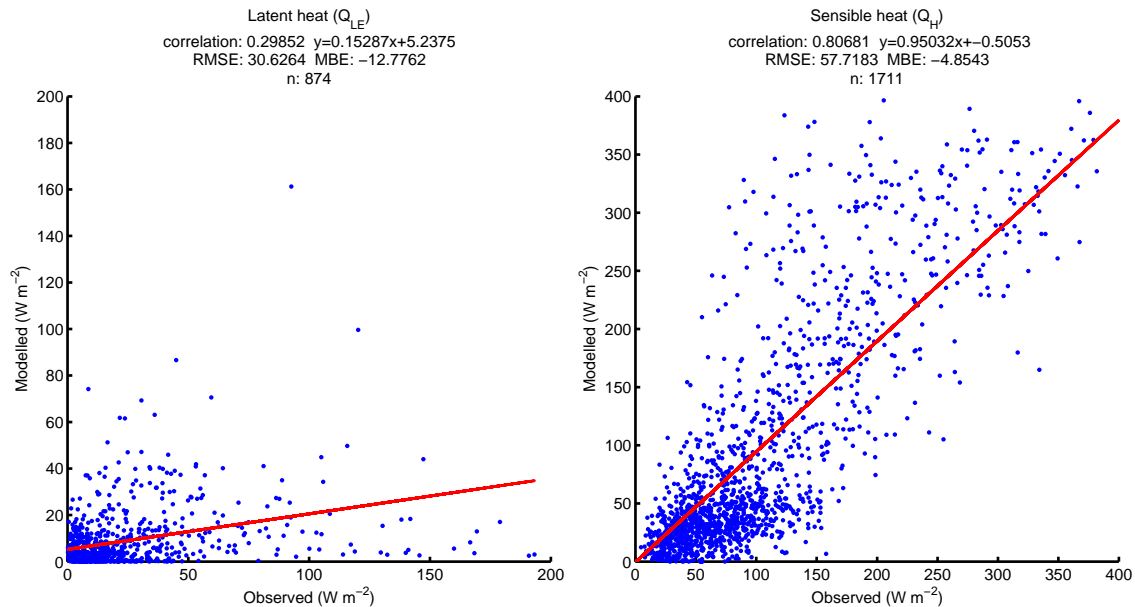


Kuva 4.6: Muuten sama kuva kuin 4.5, mutta mallinnuksessa käytettiin NARP:lla mallinnettua nettosäteilyä.

Kuvia 4.5 ja 4.6 vertailemalla nähdään, että erot latentin lämmön vuon mallinnuksessa eivät hirveästi riipu käytetystä nettosäteilystä. Molemmissa tapauksissa mallin tuottamat arvot ovat selvästi havaittuja arvoja pienempiä. Korrelaatiokerroin on molemmilla tavoilla mallinnettuna hieman alle 0,4, mutta NARP:n antamalla nettosäteilyllä mallinnettaessa keskimääräinen poikkeama on hieman suurempi (MBE; havaittu nettosäteily: $-8,1 \text{ W m}^{-2}$, NARP: $-8,6 \text{ W m}^{-2}$). Havaittavan lämmön vuon tapauksessa erot ovat selvempiä ja havaitulla nettosäteilyllä mallinnettaessa tulokset parempia (MBE; havaittu nettosäteily: $-8,6 \text{ W m}^{-2}$, NARP: $-15,4 \text{ W m}^{-2}$). Näiden tulosten perusteella on selvää, että mallinnus kannattaa tehdä mitatulla nettosäteilyllä, jos sellaista dataa on olemassa. Tästä eteenpäin tässä työssä käytetäänkin vain mitatuilla säteilyn arvoilla tehtyjä mallinnuksia ja niistä saatuja tuloksia.

Seuraavaksi vertaillaan lähdealuemallinnuksen hyötyjä energiatasapainon komponenttien mallinnuksessa. Tiedettäessä tarkemmin kulloisenkin ajanhetken lähdealue pitäisi teoriassa mallinnuksen vastata paremmin kyseisen hetken maankäyttöä ja siten sieltä tulevaa vuota. Hotelli Tornin tapauksessa keskimääräiset lähdealueiden koot ovat niin suuria (kuva 3.5) ja keskustan ympäristö verrattain

samankaltaista jokaisessa tuulen suunnassa, sekä maankäytön data sen verran epätarkkaa (kuva 3.3), ettei lähdealueiden mallinnuksesta saatava hyöty välttämättä tule kovin selvästi esiin.



Kuva 4.7: Muuten sama kuva kuin 4.5, mutta mallinnuksessa käytettiin hyväksi tietoa eri hetkien lähdealueista.

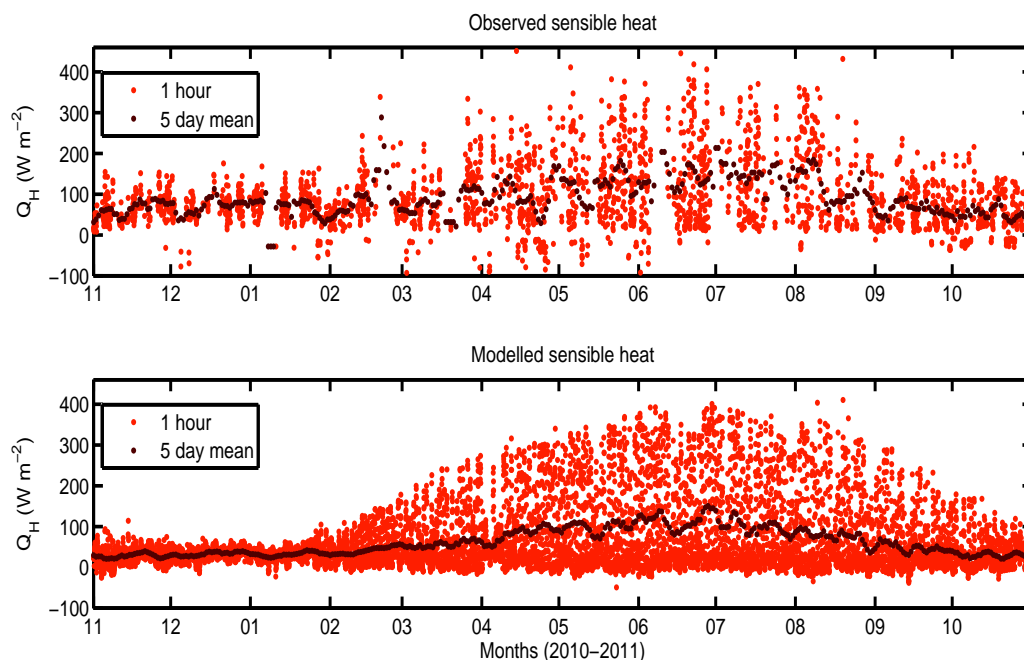
Kuvassa 4.7 on esitetty mitatun nettosäteilyn ja laskettujen lähdealueiden avulla mallinnetut latentin ja havaittavan lämmön vuot verrattuna niiden mitattuihin arvoihin. Havaittavan lämmön tapauksessa lähdealueiden avulla mallinnettaessa tulokset näyttävät hieman paranevan. Korrelaatio pysyy melkein samana, mutta suoran kulmakerroin nousee lähemmäs ykköstä (lähdealueet mukana: 0,95, ilman lähdealueita: 0,89) ja keskimääräinen poikkeama pienenee (MBE; lähdealueet mukana: -4,9 $W m^{-2}$, ilman lähdealueita: -8,6 $W m^{-2}$). Näyttäisi siis siltä, että lähdealueiden mallintaminen parantaa havaittavan lämmön vuon mallinnusten tuloksia, vaikkakin hajonta hieman kasvaa (RMSE: lähdealueet mukana: 57,7 $W m^{-2}$, ilman lähdealueita: 54,4 $W m^{-2}$).

Latentin lämmön vuon tilanteessa tulokset ovat päinvastaisia. Korrelaatio laskee 0,36:stä 0,31:een, RMSE kasvaa 24,4 $W m^{-2}$:sta 30,6 $W m^{-2}$:iin ja keskimääräinen poikkeama kasvaa melkein viidellä watilla neliometriä kohden -8,1 $W m^{-2}$:sta -12,8 $W m^{-2}$:iin. Latentin lämmön vuon tapauksessa maankäytön datan karkea resoluutio

aiheuttanee sen, että useasti lähdealueelle osuu todella vähän tai ei ollenkaan kasvillisuutta ja vesistöä, josta haihduntaa tapahtuisi. Todellisuudessa alueella on kuitenkin paljon enemmän kasvustoa, nurmialueita ja etenkin kadun varren puita, kuin mitä käytetty data näyttää. Tästä johtuen suurempi osa energiasta päätyy mallinnuksessa havaittavan lämmön vuolle, joten sen mallinnuksen tulokset paranevat latentin lämmön vuon kustannuksella.

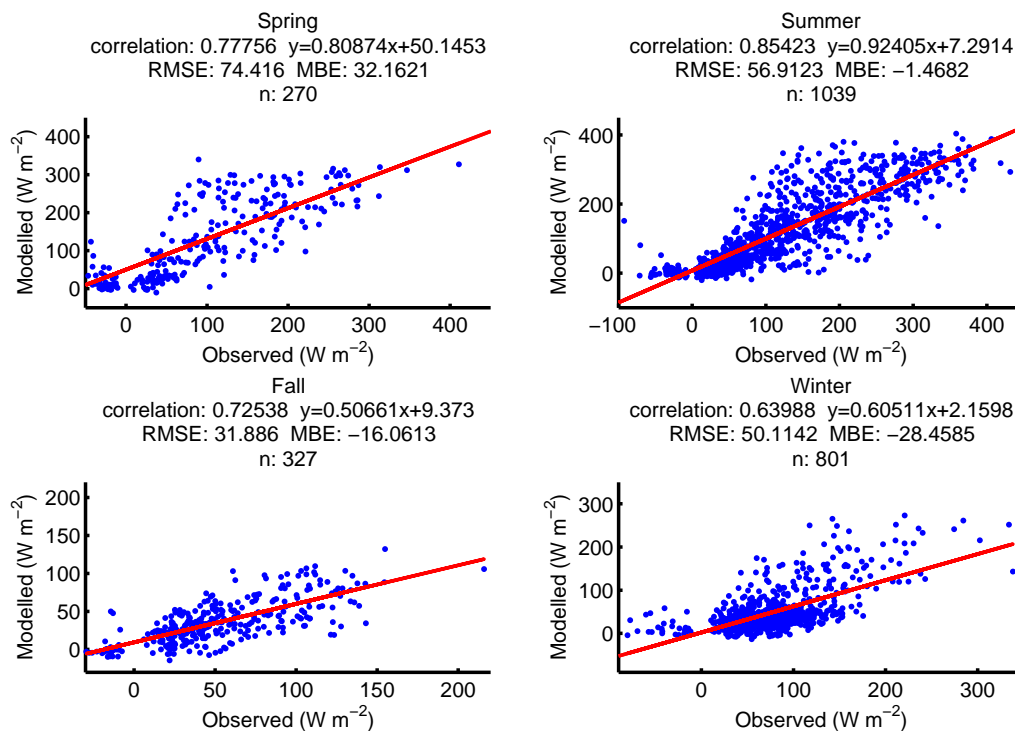
Näiden tulosten perusteella näyttäisi siltä, että lähdealueiden mallintamisella voitaisiin saada parempia tuloksia jos käytettävä maankäytön data on tarpeeksi tarkkaa ja kuvaa hyvin kaikki haihduntaa aiheuttavat alueet. Tässä työssä käytetään jatkossa kuitenkin vain ilman lähdealueita tehtyjä mallinnuksia, jotta latentin lämmön vuon mallinnukset eivät menisi niin pahasti pieleen. Näin tekemällä mukaan saadaan myös enemmän vertailtavaa dataa, koska lähdealueiden laskeminen ei onnistunut kaikille tilanteilla, vaikka stabiilisuus mittaukset olisivat olleet olemassa.

4.2 Havaittavan lämmön vuo



Kuva 4.8: Havaittavan lämmön vuon mitattu (observed) ja mallinnettu (modelled) aikasarja koko tarkastelujaksolta. Punaisilla pisteillä on esitetty tunnittaiset arvot ja tumman ruskealla viiden päivän liukuva keskiarvo.

Tästä eteenpäin esitettävät tulokset on saatu aikaan käyttämällä mitattua nettosäteilyä ja lähdealueet on jätetty huomioimatta. Havaittavan lämmön vuon mittausdataa on laadunvalvonnan jälkeen koko tarkastelujaksolta 2437 tuntia, eli noin 27,8 prosenttia koko ajasta. Kuvassa 4.8 on esitetty tämä havaittavan lämmön vuon mitattu aikasarja koko tarkastelujaksolta sekä havaittavan lämmön vuon mallinnetut arvot. Mitatusta aikasarjasta nähdään, kuinka suurimmat havaittavan lämmön vuon arvot saavutetaan kesällä auringonsäteilyn ollessa voimakkainta. Keskellä kesäistä päivää havaittavan lämmön vuon arvot nousevatkin useasti yli kolmeensataan wattiin neliömetrillä. Viiden päivän liukuvassa keskiarvossa tulee selvästi esiin synoptisen toiminnan aiheuttama muutamien päivien aikaskaalassa tapahtuva vaihtelu havaittavan lämmön vuohon. Kuvan alemmassa osassa oleva mallinnettu vuo näyttäisi pääpiirteissään vastaavan hyvin mitattuja arvoja, mutta vaihtelu on selvästi pienempää.

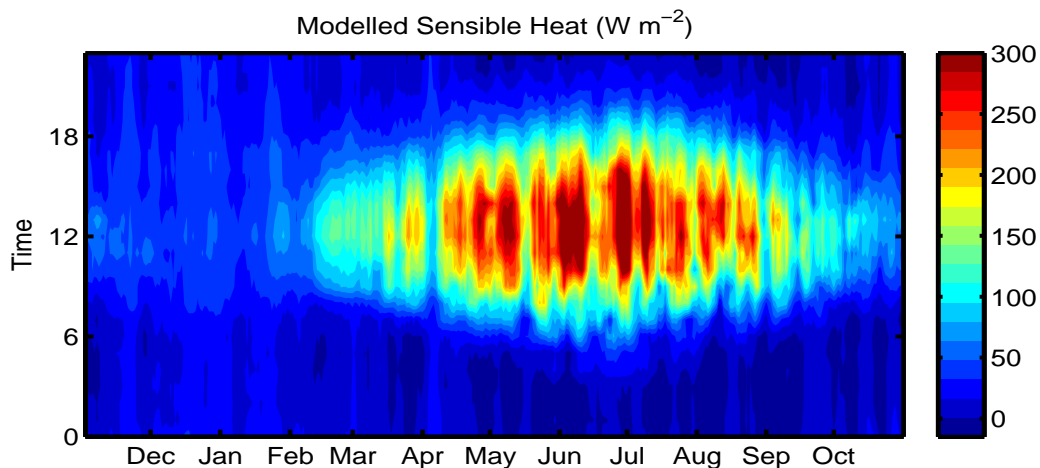


Kuva 4.9: Havaittavan lämmön mitattu (observed) ja mallinnettu (modelled) vuo eri vuodenaikoina. Vasemmalla ylhäällä kevät (spring), oikealla ylhäällä kesä (summer), vasemmalla alhaalla syksy (fall) ja oikealla alhaalla talvi (winter). Kuvien yläpuolella on laskettuna korrelaatiokerroin (correlation), sovitetun suoran yhtälö ($y=ax+b$), keskineliövirheen neliöjuuri (root mean square error, RMSE), keskimääräinen poikkeama (mean bias error, MBE) ja mukana olleiden havaintojen kappalemäärä (n).

Kuvasta 4.5 jo nähtiin, kuinka havaittavan lämmön mallinnetun ja mitatun vuon välinen korrelaatio koko vuodelta on melko suuri, noin 0,81. Tarkastellaan seuraavaksi sitä, kuinka hyvin SUEWS:lla mallinnettu vuo vertautuu mittaustuloksiin eri vuodenaikoina.

Kuvan 4.9 perusteella on selvää, että SUEWS:n kyky mallintaa havaittavan lämmön vuota on paras kesällä ja huonoin talvella. Kesällä korrelaatio nousee 0,85:een, kun taas talvella se on 0,64. Kesällä keskimääräinen poikkeama on todella pieni, vain $-1,5 \text{ W m}^{-2}$. RMSE vaihtelee kevään $74,4 \text{ W m}^{-2}$ ja syksyn $31,1 \text{ W m}^{-2}$ välillä. Havaittavan lämmön vuon mallinnus SUEWS:lla onnistuu siis hyvin, etenkin kesällä.

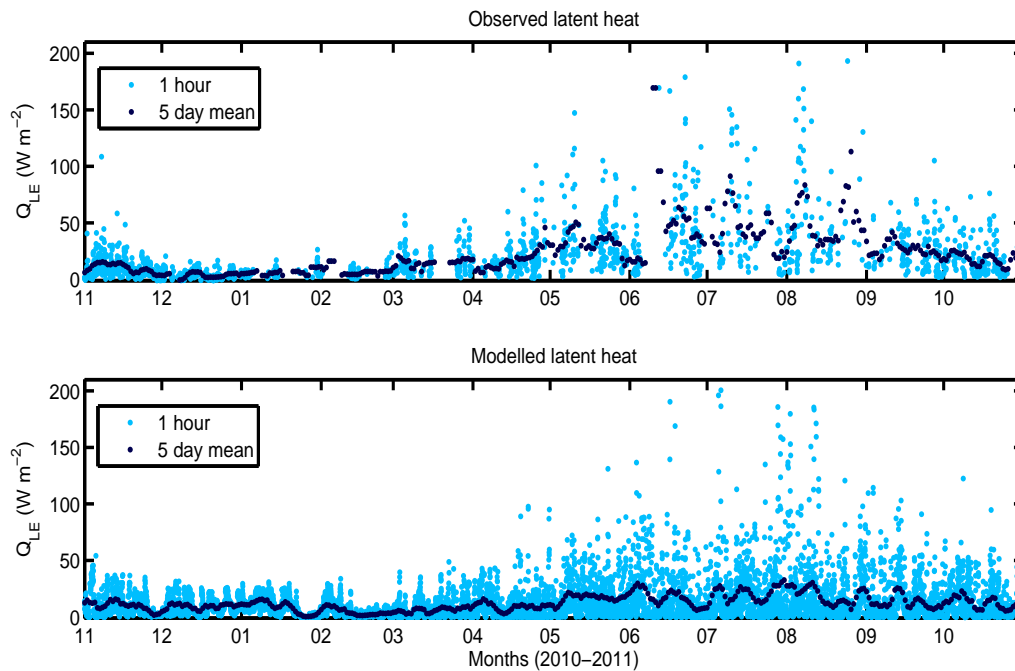
Kuvassa 4.10 on esitetty mallinnettu havaittavan lämmön vuo koko vuoden ajalta vuorokausi kerrallaan. Kuvasta näkyy selvästi kesäiset keskipäivällä saavutettavat korkeimmat vuon arvot, sekä aamuyön minimi, jolloin vuo on useasti hieman negatiivinen.



Kuva 4.10: Havaittavan lämmön vuon mallinnettu aikasarja koko tarkastelujaksolta. Kuvassa pystyakselilla on vuorokaudenaika ja vaaka-akselilla kuukaudet. Eri värisävyt kertovat havaittavan lämmön vuon voimakkuuden.

4.3 Latentin lämmön vuo

Latentin lämmön vuon mittausdataa on laadunvalvonnan jälkeen koko tarkastelujaksolta 1948 tuntia, eli noin 22,7 prosenttia koko ajasta.

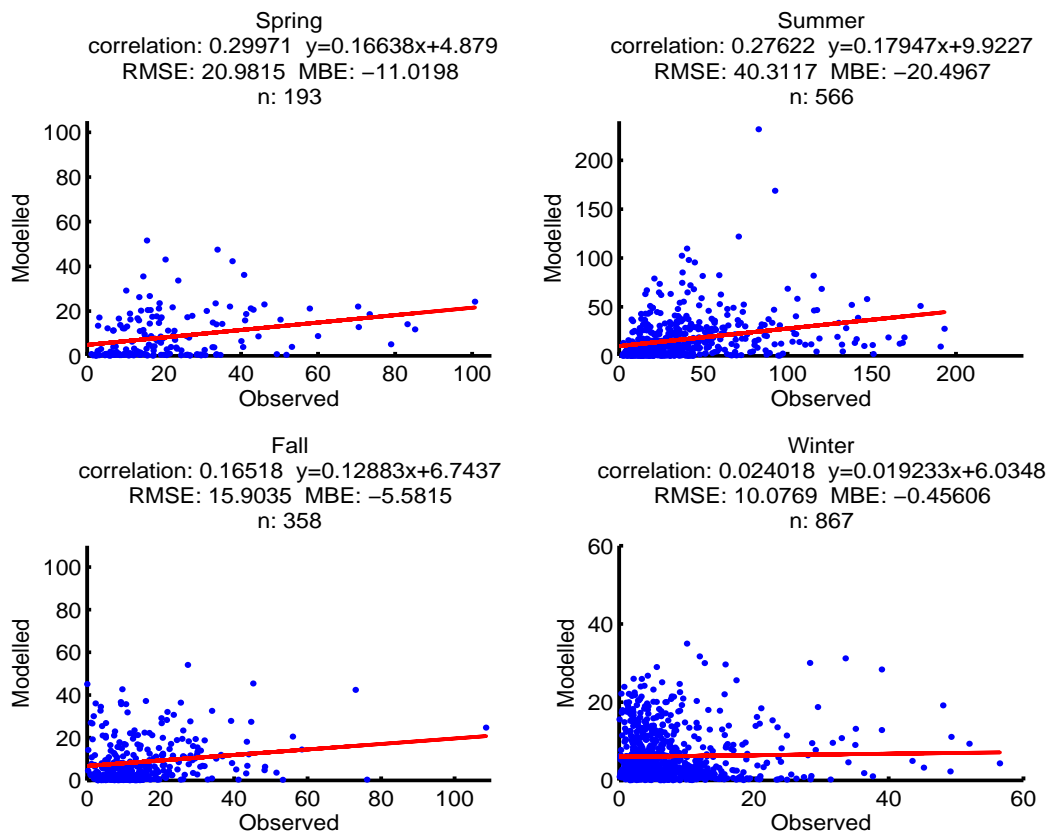


Kuva 4.11: Latentin lämmön vuon mitattu (observed) ja mallinnettu (modelled) aikasarja koko tarkastelujaksolta. Sinisillä pisteillä on esitetty tunnitaiset arvot ja tumman sinisellä viiden päivän liukuva keskiarvo.

Kuvan 4.11 yläosassa on latentin lämmön vuon mitattu aikasarja ja alaosassa vastaava mallinnettu aikasarja. Aivan kuten havaittavan lämmön vuon tapauksessakin, niin myös latentin lämmön vuo saavuttaa suurimmat arvonsa kesäaikaan, kun saatavilla olevaa energiaa on eniten. Vuon voimakkuus on vain selvästi havaittavan lämmön vuon voimakkuutta heikompaa, ollen parhaimpina päivinä maksimissaan hieman yli sata wattia neliömetrillä. Latentin lämmön vuon voimakkuus on myös verrannollinen saatavilla olevan kosteuden määrään. Tämän vuoksi maaliskuun alkupuolella on nähtävillä pieni latentin lämmön vuon piikki mitatussa aikasarjassa. Piikki osuu lumien sulamisen ajalle, jolloin kosteutta on runsaasti tarjolla. Latentin lämmön vuon mallinnetusta aikasarjasta nähdään, että malli mallintaa suurimmat latentin lämmön vuon arvot oikein kesälle, mutta

esimerkiksi kevään sulamispiikki puuttuu. Mallinnettu viiden päivän liukuva keskiarvo on myös aivan liian pieni toukokuun ja syyskuun välillä.

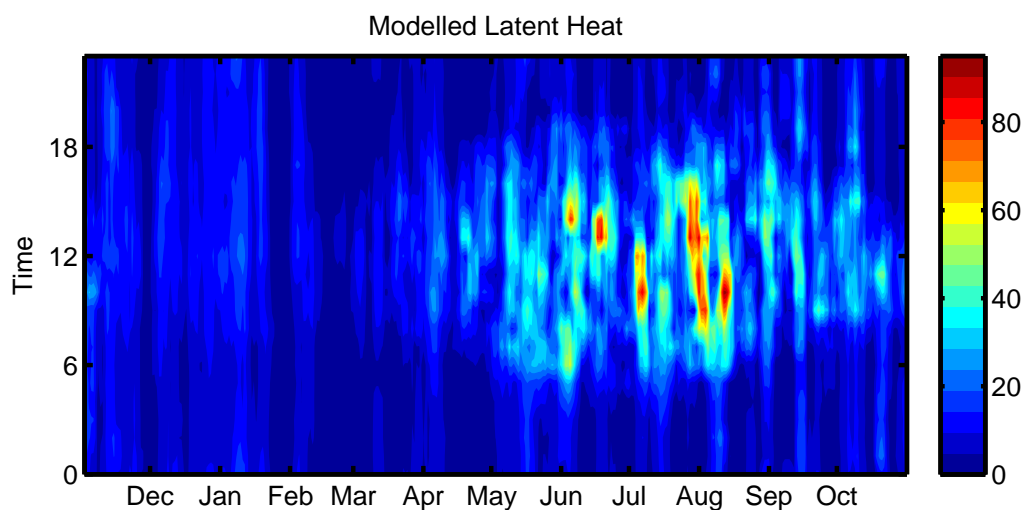
Kuvan 4.5 mukaan on selvää, että latentin lämmön vuon mallinnus antaa liian pieniä vuon arvoja. Tarkastellaan kuitenkin seuraavaksi erikseen eri vuodenaikoja ja katsotaan, milloin latentin lämmön vuon mallinnus toimii parhaiten.



Kuva 4.11: Latentin lämmön mitattu (observed) ja mallinnettu (modelled) vuo eri vuodenaikoina. Vasemmalla ylhäällä kevät (spring), oikealla ylhäällä kesä (summer), vasemmalla alhaalla syksy (fall) ja oikealla alhaalla talvi (winter). Kuvien yläpuolella on laskettuna samat muuttujat kuin aikaisemmassa havaittavan lämmön vuon vastaavassa kuvassa (4.9).

Kuvassa 4.11 on esitetty latentin lämmön vuon mallinnetut tulokset vertailtuna mitattuihin arvoihin eri vuodenaikoina. Tulokset ovat melko huonoja jokaisena vuodenaikana, ollen parhaimpia keväällä (korrelaatio: 0,3). Talvella mallinnukset ovat huonoimpia, joka johtuu varmasti osittain siitä, ettei malli osaa käsitellä lunta. Tämä

vaikuttaa myös keväisin, kun lumien sulamisesta vapautuisi paljon kosteutta haihdutettavaksi.



Kuva 4.12: Latentin lämmön vuon mallinnettu aikasarja koko tarkastelujaksolta. Kuvassa pystyakselilla on vuorokaudenaika ja vaaka-akselilla kuukaudet. Eri värisävyt kertovat latentin lämmön vuon voimakkuuden.

Kuvassa 4.12 vuorokausi kerrallaan esitetty koko latentin lämmön vuon mallinnettu aikasarja näyttää pääpiirteissään samanlaisen kuvion, kuin havaittavan lämmön vuon tapauksessa (kuva 4.10). Suurimmat arvot saadaan siis kesällä ja keskipäivällä saatavilla olevan energiamäärän mukaisesti. Kevään sulamispiikkiä maaliskuun kohdalle ei tälläkään tavalla vertailtuna pysty näkemään. Kesällä vuon katkonaisuus johtunee tyhjentyneistä vesivarannoista, jolloin ei ole ollut tarpeeksi kosteutta haihdutettavaksi.

4.3.1 Latentin lämmön vuon mallintamisen ongelmat

Ongelmat latentin lämmön vuon mallinnuksessa etenkin kesäaikaan ovat osaltaan selitettävissä karkealla maankäytön datalla. Tässä työssä käytetyssä 10 x 10 metrin resoluutiolla esitettyssä datassa eivät katujen varsilla kasvavat puut näy ollenkaan, kuten kuvasta 3.3 voi havaita. Oikeasti Helsingin keskustassa on kuitenkin satoja isoja lehtipuita 1000 metrin säteellä Hotelli Tornin mittauspisteestä, jotka haihduttavat merkittäviä määriä kesäisin.

Helsingin yliopiston metsätieteiden laitoksella on Viikissä koekatu, jossa kasvatetaan lehtipuita kaupunkimaisessa asuinympäristössä ja mitataan puiden vedenkäyttöä ja haihduntaa. Viikistä saadun tiedon mukaan yksi lehtipuu, tässä tapauksessa lehmus, haihduttaa noin 3-5 litraa vettä vuorokaudessa neliometriä kohden ja yhden täysikasvuisen lehtipuun latvustoprojektioala on karkeasti noin kymmenen neliometriä (Riikonen, 2012). Näin ollen yksi iso lehtipuu voi tarpeeksi kosteutta saadessaan haihduttaa jopa 30-50 litraa vettä vuorokaudessa. Jos Helsingissä Hotelli Tornin ympärillä olisi esim. 100 isoa lehtipuuta, jotka eivät näy maankäytön datassa, vastaisi tämä kesäpäivänä yhden tunnin aikana parhaimmillaan noin 89,9-149,9 W m⁻² latentin lämmön vuota.

$$Puiden aiheuttama vuo = \frac{100 * 10 * 3.5 * 2260}{24 * \pi * 1000^2} = 89,9 - 149,9 \text{ W m}^2, \quad (15)$$

jossa ensimmäinen 100 on arvaus puiden määrälle, 10 (m²) on yhden puun latvuston pinta-ala, 3.5 (kg m⁻² vrk⁻¹) on haihdutus vuorokaudessa, 2260 (kJ kg⁻¹) on veden höyrystymisenergia, 24 on tunnit vuorokaudessa ja $\pi * 1000^2$ (m²) on alueen kokonaispinta-ala. Tämän vaikutusta on suoraan vaikea alkaa arvioimaan, mutta varmasti ongelmat latentin lämmön vuon mallintamisessa pienenisivät, jos kaikki puut saataisiin mukaan mallinnuksiin, mutta toisaalta tällöin havaittavan lämmön vuon määrä vastaavasti pienenesi.

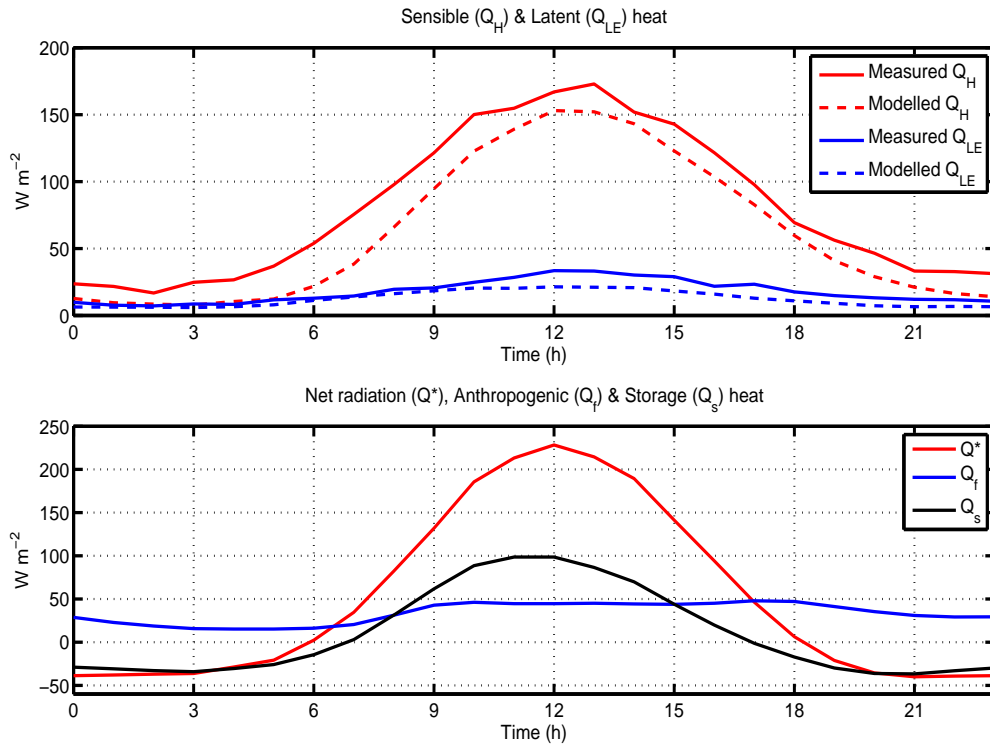
Toinen iso ongelmakohta on talvella esiintyvä lumi. SUEWS-malli käyttää vain nettosäteilyn mallintamiseen tietoa siitä, onko lunta vai ei, itse energiatasapainomallinnuksiin lumisuustietoa ei käytetä mitenkään. Kolmas iso asia, joka jätetään myös huomioimatta, on liikenne ja siitä aiheutuvat vuot.

4.4 Energiatasapaino

Energiatasapainon yhtälö (11) esiteltiin kappaleessa 2.6. Kun kaavan 11 advektiotermi ja muita prosesseja kuvaava termi oletetaan mitättömän pieniksi, saa kaava seuraavan muodon

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_{LE} + \Delta Q_S. \quad (16)$$

Nettosäteily (Q^*), havaittavan lämmön vuo (Q_H) ja latentin lämmön vuo (Q_{LE}) on saatavilla mittaustuloksista, mutta antropogeenista lämmön vuota (Q_F) ja varastoitunutta lämpöä (tai sen muutosta, ΔQ_S) ei suoraan pystytä mittaamaan. Tämän takia energiatasapainon vertailussa on käytettävä mallinnettuja arvoja näille suureille.



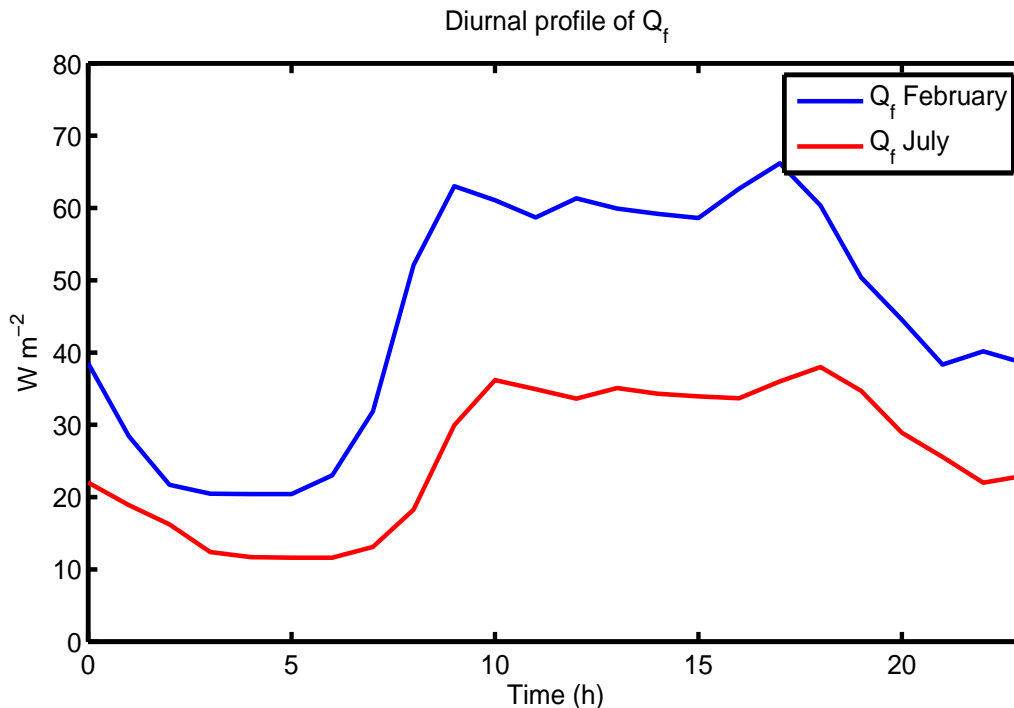
Kuva 4.13: Kuvan yläosassa on latentin (Q_{LE}) ja havaittavan (Q_H) lämmön vuon mallinnettu (modelled) ja mitattu (measured) keskimääräinen vuorokautinen sykli. Kuvan alaosassa on esitetty nettosäteily (Q^*) ja antropogeenisen lämmön vuon (Q_F) sekä varastotermin (Q_S) vuorokautinen sykli mallinnustulosten mukaan.

Kuvan 4.13 ylemmässä kuvaajassa on esitetty latentin ja havaittavan lämmön vuon mitatut ja mallinnetut keskimääräiset arvot eri vuorokaudenaikoina. Kuten jo kappaleissa 4.2 ja 4.3 nähtiin, ovat mallinnetut arvot latentin ja havaittavan lämmön voille hieman liian pieniä verrattuna mitattuihin arvoihin. Vuorokauden keskiarvoja vertailtaessa havaittavan lämmön vuo on aina latentin lämmön vuota suurempaa ja ero on suurin keskipäivällä. Bowenin suhteella (Q_H/Q_E) tarkasteltuna liikutaan keskimäärin noin 2,3 ja 6,0 välillä.

Tarkastellaan ensin näiden energiatasapainosuureiden vuorokautista käyttäytymistä erikseen. Nettosäteilyä käsiteltiin jo luvussa 4.1 ja se on selvästi suurin turbulenttisten voiden energianlähde päivällä, etenkin kesäisin. Yöllä nettosäteily on negatiivista ja joskus talvella se voi keskellä päivää jäädä varastotermiä ja antropogeenista lämmön vuota pienemmäksi. Varastotermi nimensä mukaisesti sisältää päivällä rakenteisiin ja pintoihin varastoituneen energian. Varastointi on tehokkainta keskellä päivää, ollen noin 100 W m^{-2} :llä. Varastoituneen energian luovutus on melko tasaista illasta aamuun ajoittuvalla jaksolla, jolloin säteilyteho on luokkaa 25 W m^{-2} :llä. Eli kuten kuvan 4.13 alaosasta nähdään, toimii varastotermi päivällä energian nieluna ja yöllä taas turbulenttisten voiden energianlähteenä. Kolmas lähde-termi on antropogeeninen lämmön vuo, joka SUEWS:n mukaan vaihtelee Helsingin keskustassa keskimäärin noin $20\text{-}50 \text{ W m}^{-2}$ välillä. Oken (1988) mukaan lauhkean vyöhykkeen kaupungeissa antropogeeninen lämmön vuon vaihtelee $15\text{-}50 \text{ W m}^{-2}$ välillä, joten Helsingille saatu tulos vastaa hyvin keskimääräisiä tuloksia. Nordbon et al. (2012b) mukaan hieman Helsingin keskustan ulkopuolella, SMEAR III:lla, antropogeenisen lämmön vuon vuotuinen keskiarvo olisi noin 13 W m^{-2} :llä, joka on hieman tarkasteltavassa ydinkeskustassa saatua pienempi. Tämä ihmisperäinen energian tuotto kompensoi varastotermien kanssa nettosäteilyn yöaikaisen puutteen ja mahdollistaa turbulenttiset lämmön vuot yölläkin, tosin melko heikkona. Antropogeeninen lämmön vuo ei myöskään laske keskipäivän korkeimmista arvoista alas niin nopeasti kuin nettosäteily, vaan tehokkain vaihe jatkuu keskimäärin noin kello 18:aan asti. Tämän takia turbulenttisten voiden piikeillä on pieni vaihe-ero nettosäteilyn piikin kanssa ja turbulenttinen toiminta jatkuu pidemmälle iltaan.

Kuvassa 4.14 on tarkasteltu pelkästään antropogeenisen lämmön vuon vuorokautista käyttäytymistä vuoden kylmimpänä (helmikuu) ja lämpimimpänä (heinäkuu) kuukautena. Molemmissa tapauksissa antropogeenisen lämmön vuon profiilissa nähdään sille tyypilliset kaksi piikkiä, toinen aamulla ja toinen illalla. Nämä piikit osuvat selvästi ihmisten vuorokautiseen rytmiin ja liikenteen ruuhka-aikoihin. Helmikuussa antropogeenisen lämmön vuon arvot ovat noin kaksi kertaa heinäkuun arvoja suurempia, joka on seurausta mm. suuremmasta lämmityksen tarpeesta.

Heinäkuussa vuon arvoa nostavat ilmastoinnin ja jäähdytyksen tarve. Tropiikin kaupungeissa tilanne on usein päinvastainen, sillä siellä kesäiset antropogeenisen lämmön vuon arvot nousevat talvisia arvoja suuremmiksi, koska jäähdytykseen tarvitaan paljon lämmitystä enemmän energiaa (esim. Oke, 1988).



Kuva 4.14: Antropogeenisen lämmön vuon (Q_f) vuorokautinen profiili helmikuussa (February) ja heinäkuussa (July).

Tarkastellaan vielä luvussa 2.6 mainittua energiatasapainosuhdetta, eli EBR:ää. EBR:llä pystytään tarkastelemaan sitä, kuinka hyvin energiatasapainosulkeuma toteutuu mittausasemalla pitkän ajan yli. Yhteenlaskettujen turbulenttien voidaan pitäisi olla yhtä suuria kaikkien lähdetermien summan kanssa. Kaavan 13 mukaan laskettu energiatasapainosuhte Helsingin keskustassa on 1,26. Tulos on laskettu käyttämällä vain ajanhetkiä, jolloin mitatut havaittavan ja latentin lämmön vuot ja nettosäteily oli saatavilla (1078 tuntia). Varastotermi ja antropogeeninen lämmön vuo on otettu suoraan mallinnoista. Tuloksesta nähdään se, että energiatasapainosuhte on hieman liian positiivinen. Osaltaan jo mitattujen ja mallinnettujen voiden välinen ero mitattujen hyväksi antoi hieman osviittaa tähän suuntaan. Varastotermin ja antropogeenisen lämmön vuon mallinnuksen vaikeuden lisäksi tulosta muuttaa se, että vertailusta jää nyt kokonaan pois advektion (ΔQ_A) ja

muiden pienien prosessien vaikutus (S), jotka varmasti hieman muuttaisivat lähdetermin summaa. Aikaisemmin mainitut liian pienet arvot mallinnetuille havaittavan ja latentin lämmön voille voisivat osaltaan selittyä myös tällä liian pienellä saatavilla olevan energian määrällä. Eli ongelmahan ei ole pelkästään se, että energia jakautuisi liikaa havaittavan lämmön puolelle, vaan että sitä on alun perin liian vähän tarpeeksi suurien voiden tuottamiseen. Wilsonin et al. (2002) 22 eri mittausaseman ja yhteensä 50 vuoden mittausdatasta tekemässä vertailussa EBR oli keskimäärin 0,84, vaihdellen 0,34 ja 1,69 välillä. Helsingille saatu EBR ei siis ole silti mikään huono, koska se osuu näiden arvojen sisälle ja tulosta voitaneen pitää kohtuullisena.

5. YHTEENVETO

Tässä tutkielmassa oli tarkoitus tarkastella energiatasapainoa ja sen mallintamista Helsingin keskustassa yhden kokonaisen vuoden ajalta. Aikaisemmin kaupunkialueen energiatasapainoa ei ole mallinnettu näin korkeilla leveysasteilla, joten työstä saadut tulokset ovat hyvin mielenkiintoisia ja testaavat hyvin käytetyn mallin soveltuvuutta pohjoisiin kaupunkiolosuhteisiin. Aluksi työssä perehdyttiin aiheeseen liittyvään teoriaan ja mittauksiin. Turbulenttiset vuomittaukset suoritettiin Hotelli Tornin huipulla, säteilymittaukset läheisessä Elisan mastossa ja muut tarvittavat mittaukset Kumpulassa sijaitsevalla SMEAR III asemalla.

Menetelmäosiossa energiatasapainon mallinnusta kokeiltiin parantaa lähdealuemallinnuksella, jolla on mahdollista arvioida tarkemmin mitattujen turbulenttisten voiden lähdealuetta ja siten saada tarkempaa tietoa kulloisenkin hetken maankäytöstä. Lähdealueiden laskenta onnistui hyvin, mutta käytetty maankäytön resoluutio oli niin huono, ettei lähdealueiden avulla saatu tarpeeksi tarkkaa tietoa keskustan hyvin hajanaisesti rakennuksien väleihin sijoittuneista puusto- ja viheralueista. Tämän takia haihduntaa aiheuttavan puuston ja kasvillisuuden määrä on selvästi aliarvio, joka ilmenee latentin lämmön vuon mallintamisen vaikeutena. Paremmalla maankäytön datalla lähdealueiden käyttö olisi mahdollisesti hyvinkin palkitsevaa, mutta tässä työssä tarkasteluun valittiin 1000 metrin säteinen ympyrä Hotelli Tornin ympäriltä, ja tarkempi lähdealueiden käyttö jätettiin pois.

Helsingin keskustassa havaittavan lämmön vuo on monta kertaa latentin lämmön vuota suurempaa ja latentin lämmön vuon suuruutta rajoittaa usein saatavilla olevan kosteuden määrä. Mallinnettaessa energiatasapainon komponentteja SUEWS-mallilla havaittavan lämmön vuon arvot olivat melko lähellä mitattuja arvoja (korrelaatio: 0,81). Latentin lämmön vuon tapauksessa mallinnetut arvot olivat liian pieniä (korrelaatio: 0,36). Molempien turbulenttisten lämpövoiden tapauksessa mallinnus onnistui huonoiten talvella, johon varmasti vaikuttaa se, että malli ei osannut käsitellä lunta. Myös saatavilla olevan energian määrä oli mallinnuksissa hieman liian pientä, joka johtui osittain liian suuresta albedosta. Antropogeenisen lämmön vuon tapauksessa mallinnukset näyttivät antavan hyvin vertailukelpoisia

tuloksia aikaisempiin tutkimuksiin nähden. Antropogeenisen lämmön vuon suuruus oli oikean suuruista ja siinä näkyi hyvin ihmistoiminnan aktiivisuudesta johtuvaa vaihtelua. Varastotermin tapauksessa vuorokautinen profiili vaikutti uskottavalta ja juuri tiheään rakennetulle kaupunkialueella sopivalta, jossa päivällä energiaa sitoutuu rakenteisiin ja yöllä sitä vapautuu turbulenttisten voiden käyttöön. Yhteenlasketut energian lähdeterminit eivät kuitenkaan olleet tarpeeksi isoja, joka kävi hyvin selväksi energiatasapainosuhteen avulla tehdystä vertailusta, jossa suhteeksi saatiin 1,26.

Tulevaisuuden mallinnuksissa olisikin hyvä keskittyä paremman maankäytön datan käyttämiseen, sekä yrittää mallintaa antropogeeninen lämmön vuo ja varastotermi paremmin. Tätä varten on selvitettävä tarkemmin mallinnettavan kaupungin ominaisuudet, energiankäyttö ja liikennemäärät. Tällainen työ tulisi varmasti hyödyttämään mm. kaupungin energiankäytön suunnittelua, ihmisten asumismukavuuden tutkimista sekä ilmanlaatatutkimusta, jossa tarvitaan onnistuneet mallinnukset turbulenttisista lämmön voista.

Kiitokset

Kiitän Hotelli Tornia ainutlaatuisen mittauspaikan tarjoamisesta. Kiitän Leena Järveä työn ohjaamisesta ja tarkastamisesta sekä Timo Vesalaa työn tarkastamisesta. Lisäksi kiitän myös Sami Haapanalaa mittauksen ylläpitämisestä, Annika Nordbota erilaisten morfologisten parametrien laskemisesta ja Andreas Christeniä koodipohjasta, jonka avulla sain lähdealuemallinnuksen tehtyä.

KIRJALLISUUSLUETTELO

- Arnfield, A.J., 2003: Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. J. Climatol.*, 23: 1-26.
- Garratt, J.R., 1992: *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press
- Grimmond, C.S.B. ja T.R. Oke, 1999: Heat storage in urban areas: Local-scale observations and evaluation of a simple model. *J. Appl. Meteorol.*, 38 (7), 922-940.
- Grimmond, C.S.B., T.S. King, F.D. Cropley, D. Nowak ja C. Souch. 2002: Local-scale fluxes of carbon dioxide in urban environments: methodological challenges and results from Chicago. *Environ. Pollut.*, 116, S243-S254.
- Hanna, S.R. ja R.E. Britter, 2002: *Wind Flow and Vapor Cloud Dispersion at Industrial and Urban Sites*. Center for Chemical Process Safety of the AIChE.
- Holton, J.R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Fourth edition, Academic press.
- Järvi, L., A. Christen ja C.S.B. Grimmond, 2011: The Surface Urban Energy and Water Balance Scheme (SUEWS): Evaluation in Los Angeles and Vancouver. *J. Hydrol.*, 411, 219-237.
- Järvi, L., H. Hannuniemi, T. Hussein, P. Aalto, R. Hillamo, T. Mäkelä, P. Keronen, E. Siivola, T. Vesala ja M. Kulmala, 2009: The urban measurement station SMEAR III: Continuous monitoring of air pollution and surface-atmosphere interactions in Helsinki, Finland. *Boreal Environ. Res.*, 14 (A), 86-109.
- Kljun, N., M.W. Rotach ja H.P. Schmid, 2002: A three-dimensional backward Lagrangian footprint model for a wide range of boundary layer stratifications. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 103, 205-226.

- Korman, R., ja F.X. Meixner, 2001: An analytical footprint model for non-neutral stratification. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 99, 207-224.
- Loridan, T., C.S.B. Grimmond, B.D. Offerle, D.T. Young, T.E.L. Smith, L. Järvi ja F. Lindberg, 2011: Local-Scale Urban Meteorological Parameterization Scheme (LUMPS): Longwave Radiation Parameterization and Seasonality-Related Developments. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 50, 185-202.
- Maanmittauslaitos, 2005: SLICES maankäyttöaineisto, 10 m rasteri. <http://www.maanmittauslaitos.fi/digituotteet/slices-maankaytto>.
- Macdonald R.W., R.F. Griffiths ja D.J. Hall, 1998: An improved method for the estimation of surface roughness of obstacle arrays. *Atmos. Environ.*, 32, 1857-1864.
- Nordbo, A., L. Järvi, S. Haapanala, J. Moilanen ja T. Vesala, 2012a: Intra-city variation in urban morphology and turbulence structure in Helsinki, Finland. *Bound.-Lay. Meteor.* doi: 10.1007/s10546-012-9773-y
- Nordbo, A., L. Järvi ja T. Vesala, 2012b: Revised eddy covariance flux calculations methodologies – effect on urban energy balance. *Tellus B*, 64, 18184.
- Obukhov, A.M., 1946: Turbulence in an Atmosphere with a Non-uniform Temperature (in Russian). *Trudy Inst. Theor. Geofiz. AN SSSR* 1, 95-115 (English translation 1971 in *Bound.-Lay. Meteor.*, 2, 7-29).
- Offerle, B., C.S.B. Grimmond ja K. Fortuniak, 2005: Heat storage and anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a central European city centre. *Int. J. Climatol.*, 25, 1405-1419.
- Offerle, B., C.S.B. Grimmond ja T.R. Oke, 2003. Parameterization of Net All-Wave Radiation for Urban Areas. *J. Appl. Meteorol.*, 42, 1157-1173.

- Oke, T. R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. Q.J.R. Meteorol. Soc., 108: 1-24
- Oke, T.R., 1987: Boundary Layer Climates. Second edition, Routledge.
- Oke, T.R., 1988: The urban energy-balance. Prog. Phys. Geog., 12 (4), 471-508.
- Oke, T.R., 2004: Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites, WMO, Instruments and observing methods, 81.
- Pirinen, P., H. Simola, J. Aalto, J-P. Kaukoranta, P. Karlsson ja R. Ruuhela, 2012: Tilastoja Suomen ilmastosta 1981-2010. Ilmatieteen laitos, Raportteja, No. 2012:1.
- Reynolds, O., 1894: On the dynamical theory of turbulent incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. Philos. T. R. Soc., London A, 186, 123-161.
- Riikonen, A., 2012: Kirjallinen tiedoksianto lehtipuiden haihdutuksesta Viikin koekadulla. 7.5.2012.
- Rotach, M.W., 1993: Turbulence close to a rough urban surface. Part I: Reynolds stresses. Bound.-Lay. Meteorol., 65, 1-28.
- Sailor, D. J. ja L. Lu, 2004: A top-down methodology for developing diurnal and seasonal anthropogenic heating profiles for urban areas. Atmos. Environ. 38, 2737-2748.
- Schmid, H.P., 1997: Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes. Agr. Forest Meteorol., 87, 179-200.

Schmid, H.P., H.A. Cleugh, C.S.B. Grimmond ja T.R. Oke, 1991: Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 54, 249-276.

SeutuCD, 2011, Helsingin seudun ympäristöpalvelut, HSY.

Urban Population, Development and the Environment 2011, United Nations, 2011.

Vesala, T., N. Kljun, U. Rannik, J. Rinne, A. Sogachev, T. Markkanen, K. Sabelfeld, T. Foken ja M. Y. Leclerc, 2008: Flux and concentration footprint modelling: State of the art. *Environ. Pollut.*, 152 (3), 653-666.

Wilson K. ja 20 muuta kirjoittajaa, 2002: Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agr. Forest Meteorol.*, 113, 223-243.

LIITTEET

LIITE 1. SUEWS-mallin lähtötietotiedosto SUEWSInputHT_2010

&SUEWSInput	!For Hotel Torni 2010 & 2011, JM
AnthropHeatChoice=2	!Calculated according to Järvi et al. 2011 (preferred)
BldgState=0.12	!Initial wetness state for roofs
BldgH=20.9	!Mean building height (areainfo, mean of zh1000)
ConifState=0.6	!Initial wetness of CT
DayLightSavingDay(1)=87 !28.3.2010 = 87 , 27.3.2011 = 86	
DayLightSavingDay(2)=304 !31.10.2010 = 304, 30.10.2011 = 303	
DecidState=0.15	!initial wetness
defaultFcld=0.1	!cloud fraction
defaultPres=1013.0	!pressure
defaultRH=50	!RH
defaultT=10	!Temp
defaultU=3	!Wind
defaultQf=10	
defaultQs=10	
FileCode='HT_2010'	!Remember to change this, 2010/2011
FileInputPath=".\\Input\\"	
FileOutputPath=".\\Output\\"	
FlowChange=0	!0
GISInputType=4	!GIS vary with each timestep
GrassIState=1	!initial wetness
GrassUState=1	!initial wetness
LAlmin(1)=4.0	!coniferous
LAlmin(2)=1.0	!deciduous
LAlmin(3)=1.6	!grass irrig
LAlmin(4)=1.6	!grass unrr
LAlmax(1)=4.5	
LAlmax(2)=1.5	
LAlmax(3)=2.5	
LAlmax(4)=2.5	
lat=60.167	!60.167 N
ldown_option=3	!Only relevant for NetRadiationChoice=2
lng=-24.938	!Positive west of 0
NARPOutput=1	!1=yes, 2=no
NetRadiationChoice=1	!1=observed, 2=modelled (NARP)
NumCapita=76.4	!76.4 1000m around Torni
PavState=0.2	!initial wetness
PipeCapacity=100	!in mm
QSChoice=1	!Calculate storageheat

RunoffToWater=0	!Fraction of above ground runoff flowing to water surface in the case of flooding
RoughLen_heat=2	!2
SkipHeaderGIS=1	!number of comment rows
SkipHeaderMet=1	!number of comment rows
sm_input=-999	!Soil moisture deficit
SmCap=-999	!soil moisture is modelled
smd_choice=0	!0=modelled
SoilDensity=-999	!soil moisture is modelled
SoilDepth=300	!mm
SoilDepthMeas=-999	!mm
SoilRocks=-999	!fraction of soil without rocks
SoilstoreBldgState=150	!initial wetness
SoilstoreConifState=150	!initial wetness
SoilstoreDecState=150	!initial wetness
SoilstorePavstate=150	!initial wetness
SoilstoreGrassIrrState=150	!initial wetness
SoilstoreGrassUnirState=150	!initial wetness
StabilityMethod=2	!Stability method 2
SurfaceArea=314	!in ha
TIMEZONE=2	!GMT +2
treeH=7.0	
year=2010	!Remember to change, 2010/2011
WaterState=50	
WaterStorCap=15000	
WaterUseArea=-999	!modelled, in ha
write5min=0	!0=no
WU_choice=0	!1 Measured is used, 0 modelled
z=60	!height of meteorological measurements
z0_method=1	!1=values defined in GIS file

LIITE 2. Kormannin ja Meixnerin (2001) artikkelin ja Andreas Christenin koodin pohjalta ohjelmoidun lähdealuemallin matlab-koodi.

```
% fpr_kormann_and_meixner
%
% purpose:
%     calculates the flux source area ('footprint') based on the
analytical
%     footprint model described in Korman and Meixner, Boundary-Layer
%     Meteorology 99: 207-224 (2001) for given input parameters.
%
%     matlab function fzero() is used to find the exponents of the power
laws
%     for the wind and eddy diffusivity profiles (Eq. 39 & 40 in Kormann
&
%     Meixner). This works only for a typical range of input parameters.
%
% calling sequence:
%     [phi, f, D_y, x, m, n, U, kappa, u_star, xsi] =
%     fpr_kormann_and_meixner(z_0, z_m, u, sig_v, L)
%
% required inputs:
%     z_0_input      : roughness length z0 of surface (in m)
%     z_m_input      : effective measurement height of flux system (in m)
%                     i.e. z_m = (z-d)
%     u_input        : measured longitudinal wind velocity component (in
m/s)
%     sig_v_input    : measured standard deviation of lateral wind velocity
%                     (in m/s)
%     L_input        : measured Obukhov length (in m)
%
% optional modifications:
%     x_max          : maximum distance the model grid should extend upwind of
%                     the sensor (default 1000 m)
%     y_max          : maximum distance the model grid should extend lateral
%                     away from the centreline (default 500 m). Total domain
in
%                     y-direction is 2 x y_max_input (default 1000 m)
%     d              : resolution of the grid-cells in m (default 5 m)
%
% output:
%     phi            [nx,ny] Flux footprint or vertical flux per unit
point source (f * D_y)
%     f              [nx,ny] fraction of a unit point source at x>0
(sum(f)~1)
%     D_y            [nx,ny] Gaussian crosswind distribution
%     x(coord)       [nx,ny,2] Geographical coordinates whith flux system
at [0,0].
%
%                     [nx,ny,1] are x-coordinates for each point of the
grid
%                     [nx,ny,2] are y-coordinates for each point of the
grid
%     m              Exponent of the wind velocity power law
%     n              Exponent of the eddy diffusivity power law
%     U              Constant in power-law profile of the wind velocity
%     kappa          Constant in power-law profile of the eddy
diffusivity
%     u_star         Friction velocity
```

```

%      xsi          Flux length scale
%
%  example:
%      [phi, f, D_y, x, m, n, U, kappa, u_star, xsi] =
fpr_kormann_and_meixner(0.1, 10.0, 3.5, 0.35, -10)
%
%  revision history:
%      2006-04-11 kai* - April 11, 2006 in matlab
%      2010-02-15 ac - translated into IDL and implemented different
numerical solver
%      2011-10-05 jm - back to matlab
%      2012-07-06 - vector operations and function handles instead of
loops and strings

function [phi, f, D_y, x, m, n, U, kappa, u_star, xsi] =
fpr_kormann_and_meixner_v2(z_0, z_m, u, sig_v, L, x_max, y_max, d)

if nargin < 8
    d = 10;          % default resolution of the grid-cells (5 m)
end
if nargin < 7
    y_max = 500;     % default maximum distance the model grid extends
lateral away from the centreline (500 m)
end
if nargin < 6
    x_max = 1500;    % default maximum distance the model grid extends
lateral away from the centreline(1000 m)
end

k = 0.4;            % von Karman constant

% Bounds of integration for Eq. 42 to 46, defined on p.218
z_1 = 3*z_0;
z_2 = (1+k)*z_m;

% final roots for m and n
m = fzero(@(m) fequ_m(m, z_0, z_m, L, z_1, z_2), 0);
n = fzero(@(n) fequ_n(n, z_m, L, z_1, z_2), 0);

% Inversion of Eq 31
u_star = u * k / (log(z_m/z_0) + psi_m(z_m,L));

% Eq (41), part 1
U = u_star/k * (I_2(m,z_0/z_m,z_1,z_2,z_m) +
J_1(m,z_1,z_2,z_m,L,@f_psi_m)) ...
/ (I_1(2.*m,z_1,z_2,z_m) * z_m.^m);

% Eq (41), part 2
kappa = k*u_star * J_1(n,z_1,z_2,z_m,L,@f_z_phi_c) ...
/ (I_1(2*n,z_1,z_2,z_m) * z_m.^(n-1));

% Definition of the grid over which the footprint phi is going to be
calculated
xs = 1:d:x_max+1;   % xs = source position in x direction
ys = y_max:-d:-y_max; % ys = source position in y direction
[x(:, :, 1), x(:, :, 2)] = meshgrid(xs, ys);

% Cross wind integrated footprint

```

```

% r is defined at the top of p.213, mu after Eq. 18
r = 2+m-n;
mu = (1+m)/r;
% Eq. 19
xsi = U * z_m^r / (r^2 * kappa);
% Eq. 21
f = gamma(mu)^(-1) * xsi^mu./(x(:,:,1).^(1+mu)) .* exp(-xsi./x(:,:,1));

% Cross wind diffusion
% Eq. 18
u_bar = gamma(mu)/gamma(1/r) * (r^2*kappa/U)^(m/r)*U*x(:,:,1).^(m/r);
% Eq. 9, definition of sig right after it
sig = sig_v*x(:,:,1)./u_bar;
D_y = (sqrt(2*pi)*sig).^(-1) .* exp(-x(:,:,2).^2./(2*sig.^2));

% Eq. 8
phi = D_y .* f;

% Output in gridded form
phi = reshape(phi*(d^2), size(x,1), size(x,2));
D_y = reshape(D_y*d, size(x,1), size(x,2));
f = reshape(f*d, size(x,1), size(x,2));

% Subfunctions
function psi_m = psi_m(z, L) % Eq (35)
    if L>0
        psi_m = 5*z/L;
    else
        zeta = (1 - 16 * z/L).^(1/4);
        psi_m = (-2)*log((1+zeta)/2) - log((1+zeta.^2)/2) + 2 * atan(zeta)
- pi/2;
    end

function phi_c = phi_c(z, L) % Eq (34)
    if L>0
        phi_c = 1 + 5*z/L;
    else
        phi_c = (1 - (16 * z/L)).^(-1/2);
    end

% Following integrals (Eq 42-46) are solved numerically.

% p.219: I's can be solved analytically, but the results are very lengthy.
% However, all I's and J's can be numerically integrated quite easily in a
% reasonable parameter range of z_0 and L.

% Integrals are evaluated from z_1/z_m to z_2/z_m (p.219)

function d = I_1(P, z_1, z_2, z_m) % Eq (42)
    z = linspace(z_1/z_m, z_2/z_m, 1000);
    dz = z(2)-z(1);
    z = z(1:end-1) + dz/2;
    d = sum(z.^P * dz);

function d = I_2(P, z0, z_1, z_2, z_m) % Eq (43)
    z = linspace(z_1/z_m, z_2/z_m, 1000);
    dz = z(2)-z(1);
    z = z(1:end-1) + dz/2;
    d = sum(z.^P .* log(z/z0) *dz);

```

```

function d = I_3(P, z0, z_1, z_2, z_m) % Eq (44)
    z = linspace(z_1/z_m, z_2/z_m, 1000);
    dz = z(2)-z(1);
    z = z(1:end-1) + dz/2;
    d = sum(z.^P .* log(z) .* log(z/z0) * dz);

function d = J_1(P, z_1, z_2, z_m, L, fh) % Eq (45)
    z = linspace(z_1/z_m, z_2/z_m, 1000);
    dz = z(2)-z(1);
    z = z(1:end-1) + dz/2;
    ff = fh(z.*z_m, z_m, L); % First input is z*z_m because at the
beginning z has been divided with z_m
    d = sum(z.^P.*ff * dz);

function d = J_2(P, z_1, z_2, z_m, L, fh) % Eq (46)
    z = linspace(z_1/z_m, z_2/z_m, 1000);
    dz = z(2)-z(1);
    z = z(1:end-1) + dz/2;
    ff = fh(z.*z_m, z_m, L); % First input is z*z_m because at the
beginning z has been divided with z_m
    d = sum(z.^P.*ff.*log(z)) * dz;

% Functions that are the arguments of J_1 and J_2

function d = f_psi_m(z, ~, L) % used in eq 39 with J1 and J2
    d = psi_m(z, L);

function d = f_z_phi_c(z, z_m, L) % used in eq 40 with J1 and J2.
    d = z./(phi_c(z, L)*z_m);

function all_d = fequ_m(M, z_0, z_m, L, z_1, z_2) % Eq (39)
    A = I_1(2*M, z_1, z_2, z_m) .* ( I_3(M, z_0/z_m, z_1, z_2, z_m) +
J_2(M, z_1, z_2, z_m, L, @f_psi_m) );
    B = I_2(2*M, 1, z_1, z_2, z_m) .* ( I_2(M, z_0/z_m, z_1, z_2, z_m) +
J_1(M, z_1, z_2, z_m, L, @f_psi_m) );
    all_d = B - A;

function all_d = fequ_n(N, z_m, L, z_1, z_2) % Eq (40)
    A = I_1(2*N, z_1, z_2, z_m) .* J_2(N, z_1, z_2, z_m, L, @f_z_phi_c);
    B = I_2(2*N, 1, z_1, z_2, z_m) .* J_1(N, z_1, z_2, z_m, L, @f_z_phi_c);
    all_d = B - A;

```